

1/16-1-1

NOTAS Y COMUNICACIONES

DEL

**INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO**

DE

**E S P A Ñ A**



---

**NÚMERO 27**

---

MADRID  
C. BERMEJO, IMPRESOR  
GARCIA MORATO, 122.—TELEF. 83-06-19

1952

El Instituto Geológico y Minero de España  
hace presente que las opiniones y hechos  
consignados en sus publicaciones son de la  
exclusiva responsabilidad de los autores  
de los trabajos.

Nota sobre los criaderos de hierro  
del Sahara español

POR

J. GAVALA

J. GAVALA

## NOTA SOBRE LOS CRIADEROS DE HIERRO DEL SAHARA ESPAÑOL

DATOS RECOGIDOS EN UNA RÁPIDA EXCURSIÓN POR EL TERRITORIO, Y CONSIDERACIONES BASADAS EN EL ESTUDIO DE LAS MUESTRAS OBTENIDAS

Son conocidos desde hace años los yacimientos de hierro de Quediat Iyil, en el Sahara francés, cerca de la línea fronteriza con el Sahara español. Parece ser que cubican un importante tonelaje de mineral de alta ley, pero, sin duda por las dificultades inherentes a las condiciones propias del desierto y a la mucha distancia a que se encuentran de la costa, 350 kilómetros, no se ha iniciado aún su explotación.

La escasez general de mineral de hierro que se viene sintiendo desde la segunda guerra mundial, y que ha hecho pensar en el aprovechamiento de los criaderos de Chile, Brasil y Venezuela, situados en regiones del interior de un continente y que exigen también largos transportes terrestres, puso sobre el tapete la explotación de los criaderos de Iyil, y la Compañía en cuyas manos está el asunto hizo gestiones cerca del Gobierno español para el tendido de un ferrocarril a Aargub, en la Bahía de Villa Cisneros, que habría de cruzar la zona española del Sahara.

Al estudiar las posibilidades de dicho ferrocarril pareció conveniente reconocer la parte meridional de nuestro territorio sahariano, por si los yacimientos de hierro del Sahara francés se prolongaban a nuestra zona, en cuyo caso la aportación de estos criaderos haría más viable la construcción de la línea férrea.

Un rápido reconocimiento de las zonas del interior con vistas a la localización de criaderos de hierro en la primavera de 1951 puso de manifiesto la existencia de formaciones ferríferas en los distritos de Miyec, El Farfarat, Gleibat Laanna, Ausert, Auhaifrit y Um Rueiseim, entre el trópico y los 22° 30' de latitud.

A fin de concretar un plan de reconocimiento de dichas formaciones, una Comisión presidida por el Presidente del Instituto Nacional de Industria, Excmo. señor D. Juan Antonio Suanzes, y de la que formó parte el autor de estas notas, visitó nuestra zona sahariana en los últimos días del pasado mes de noviembre. La excursión fué demasiado rápida para poder hacer un estudio de las formaciones ferríferas del Sahara español y de la importancia que puedan tener, pero se tomaron datos de las áreas más interesantes, se recogieron muestras representativas de los principales afloramientos y se sacó una primera impresión que puede orientar el ulterior estudio, que habrá de hacerse con más calma y detenimiento.

Dividimos estas notas en dos partes: la primera es una exposición de las observaciones sobre el terreno por el orden en que las fuimos anotando; la segunda, resultado del estudio y análisis de las muestras recogidas, trata de fijar la clasificación de estas formaciones ferríferas, su edad y su génesis, y a la vez determinar las condiciones mínimas que deben llenar para que pueda procederse a su explotación. A comprobar, con el menor gasto posible, si esas condiciones se cumplen va encaminado

el método de prospección y reconocimiento que proponemos.

#### A) DATOS DE CAMPO. LO QUE PUEDE OBSERVARSE EN EL TERRENO.

El sábado 24 de noviembre, a las ocho de la mañana, despegamos de El Aaiún para visitar la zona ferrífera de Miyec, 400 kms. al S-5° E., cerca de la línea fronteriza con el Sahara francés y casi sobre el Trópico.

A las nueve y media, cuando llevábamos recorridos unos 275 kms., se comenzaron a descubrir en el horizonte montes aislados. Hasta entonces habíamos volado sobre una llanura ininterrumpida, cruzada de vez en cuando por depresiones lagunares con algo de agua estancada sobre un fondo cubierto de sal. Parecía esta sal de cristalización anterior a la llegada del agua que ahora la cubría, porque la capa salina estaba cuarteada, por contracción, al desecarse, del material arcilloso del asiento.

Según el geólogo Sr. Alía y el Ingeniero de Minas Sr. La Viña, conocedores de la geología de estos territorios, las primeras alturas que se divisaban eran restos de la formación de Hamada, que en esta parte, más cercana al borde de la cuenca cretáceo-terciaria, tiene composición más arenosa que en la meseta de Izic y sus inmediaciones.

Pasadas esas primeras alturas continuó el terreno llano hasta que cerca de Miyec comenzaron a destacar los montes de El Farfarat, correspondientes a una formación ferrífera. Se trata, a juzgar por lo que se ve desde el aire, de alturas aisladas, cuya elevación sobre el llano será de unos 100 metros, si bien algunas de ellas están unidas entre sí por crestas rocosas que destacan como fajas negras entre las arenas amarillentas de las dunas que casi las cubren. Es este un carácter



general de los montes de El Farfarat: las arenas voladeras, empujadas por los vientos alisios, trepan por las laderas que miran al N., y, después de cruzar las divisorias, se depositan en las vertientes opuestas, quedando al descubierto sólo la parte más elevada de la barrera rocosa. No es, por lo tanto, fácil, sobre todo en un reconocimiento rápido, formar juicio de la relación estratigráfica entre las capas que han dado origen a estos montes y las que forman el subsuelo en las zonas bajas inmediatas, cubiertas por la arena.

Al aproximarnos a Miyec, los montes de El Farfarat van quedando a nuestra espalda por la derecha, es decir, por Poniente, al tiempo que nos acercamos a una sierra, único grupo de alturas que merece este nombre en toda la zona que llevamos recorrida, y que de haber seguido desde El Aaiún rumba directo al Campamento de Miyec habríamos cruzado por encima de la cumbre, pero hemos enfilado su extremo occidental volando a 400 ó 500 metros de altura y la hemos rodeado por el Sur, describiendo un arco muy abierto hasta llegar al campo de aterrizaje, situado un poco al Norte del Campamento.

El grupo de montes inmediatos a Miyec forman, como decimos, una verdadera sierra, cuya línea de cumbres se orienta de Este a Oeste. El macizo en su mayor longitud medirá 14 ó 15 kilómetros. Por lo que puede apreciarse desde el aire, las capas que afloran en la vertiente Sur buzan hacia el Norte, o sea hacia el interior del macizo, y lo mismo ocurre con las que forman las cumbres. Por la coloración del terreno y por las escarpas que determinan en las laderas los distintos bancos o estratos suponemos que son varios los tipos de roca que integran esta serie sedimentaria. Parece ser que dominan en este complejo cuarcitas y micacitas del período algonkino.

Al Campamento propiamente dicho llegamos a las diez cuarenta y cinco, y a las once y quince emprendimos la marcha en dirección a los montes de El Farfarat, ocupando dos camiones Jeep.

Se denominan montes de El Farfarat una serie de alturas situadas al NO. de la Sierra de Miyec, cuyas mutuas relaciones geográficas no es posible fijar a falta de mapas o croquis topográficos de la zona a una escala adecuada: abarcan unos 100 kms.<sup>2</sup> de superficie.

Muchos de esos montes se levantan del llano sin conexión visible con los demás; otros parecen más o menos enlazados por una afilada crestería o arista que aunque a trechos desaparece bajo las arenas voladeras, vuelve a surgir un poco más lejos con idéntica dirección. La más destacada de estas alineaciones montañosas comienza en su extremo NO. por un cerro alto de forma cónica (Monte Cónico), cuyo vértice se elevará a unos 100 metros sobre el nivel de la llanura. Las capas que lo forman buzan hacia el S. unos 45°, y las superiores, que forman la cumbre, son areniscas ferruginosas, a juzgar por grandes peñones desprendidos de los crestones y que han rodado hasta el pie de la ladera.

Nos acercamos a dicho «Monte Cónico», cuya vertiente meridional se inicia con suave pendiente y está cubierta por una delgada capa de arena de dunas, y subimos a lo largo de un vallecillo o depresión que lo separa de la loma alargada que constituye su prolongación al SE. Esta loma, de cresta afilada, se enlaza con otras de forma semejante que continúan durante algunos kilómetros con la misma dirección.

Desde que salimos del Campamento de Miyec hasta que llegamos a estos montes de El Farfarat, no vimos por ninguna parte asomos de rocas del subsuelo. Habíamos atravesado un terreno cubierto de detritus parecido al de las marismas de nuestros ríos atlánticos,

con sus lucios, albinas, caños y vetas, restos de una red hidrográfica de escasisima pendiente en donde las aguas no circulan sino en épocas de grandes lluvias y después de haber inundado grandes extensiones de terreno. Este es, por lo demás, carácter general de las grandes extensiones del Sahara español.

El monte de El Farfarat que abordábamos, surgía, pues, del llano sin que nos fuese posible saber qué relación geológica guardaba con el subsuelo de la llanura circundante. A estos efectos era para nosotros como una isla en el mar; mas después de haber recorrido en ese mismo día y en los siguientes amplias zonas de estos llanos, pudimos comprobar que no es tarea imposible, aunque sí difícil, descubrir entre los derrubios y las arenas superficiales, restos de las rocas y capas del subsuelo, así es que mediante un examen minucioso y atento se podrán determinar esas relaciones estratigráficas y tectónicas que a primera vista parecen totalmente ocultas y borradas por la especial denudación experimentada por estos territorios.

Al escalar la vertiente sur del «Monte Cónico» de El Farfarat, que es al principio, como ya dijimos, muy suave y está cubierta por arenas voladeras, y alcanzar el punto en que la pendiente se acentúa, el suelo se presentó cubierto por una gran masa de derrubios en que se mezclan trozos de rocas procedentes de las capas que forman la falda y la cumbre del monte. Es frecuente encontrar entre estos derrubios trozos angulosos de rocas muy ferríferas, que por su mayor resistencia a la erosión han quedado casi inalterados, en tanto que otros de rocas más blandas y menos tenaces están más alterados por los agentes meteóricos. Entre los trozos de rocas no descompuestas se pueden recoger muestras de un óxido de hierro bastante rico y otras de un mineral ferrífero de textura fajeada, y con vetas alternantes de óxido de hie-

rrero y sílex. Los estratos de donde proceden las primeras no se ven aflorar a la superficie, posiblemente por no constituir la mena capas continuas, sino concentraciones aisladas en el seno de las que forman la ladera hasta bien cerca de la línea divisoria. En esta parte, y precisamente a causa de los derrubios, no es fácil distinguir la roca virgen de la ladera, pero al otro lado del vallecillo o depresión por donde íbamos subiendo, se hallan de manifiesto.

Las cuarcitas ferruginosas que forman la cumbre del «Monte Cónico», a la derecha de la línea que seguimos al escalar la cresta divisoria, o no continúan hacia el SE., o han sido derruidas en esta parte por haber perdido tenacidad y dureza, o han pasado a formar parte de la vertiente norte de la loma, pues es el caso que en la divisoria misma lo que aflora es un haz de capas cuarcitosas pizarreñas de color negruzco, que por la derecha, o sea hacia el NO., se las ve buzar bajo las cuarcitas de la cumbre, concordantemente con ellas. A pesar de que por su aspecto no parecían constituir una mena de hierro propiamente dicha, como su densidad era grande, y con la lupa se veían bastantes granos metálicos, tomamos muestras para su análisis. En nuestro recorrido por la vertiente meridional del «Monte Cónico» no llegamos a coronar la divisoria, y no podemos, por lo tanto, decir con certeza qué espesor tiene exactamente el paquete pizarreño, pero es del orden de 8 ó 10 metros.

Al regresar, bajando la ladera, pudimos apreciar que los gneisses en que se apoya el paquete pizarreño se doblan en anticlinal y que el flanco SE. del pliegue describe un par de ondulaciones suaves antes de ocultarse bajo las arenas voladeras (véase el corte de la fig. 1.<sup>a</sup>).

El lomerío que arranca del «Monte Cónico» sigue con rumbo SO. un largo trecho, tal vez 3 ó 4 kilómetros, y el haz de capas pizarreñas negruzcas forma en todo ese

trayecto la línea divisoria. Con rumbo algo más al S. que la alineación anterior, cierra el horizonte por Poniente otra línea de montes, entre los que sobresale uno largo y achatado («La Tortuga») que al parecer tiene la misma constitución geológica que el «Monte Cónico» y las alturas inmediatas. Nada podemos asegurar, sin embar-

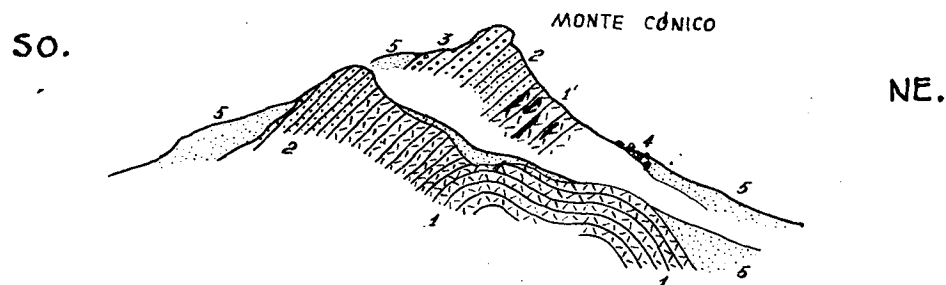


Fig. 1.—Corte de una loma de El Farfarat, prolongación hacia el SE. del «Monte Cónico».

1. Esquistos anfíbólicos, con Grunerita y magnetita (16,38 % Fe).—2. Cuarcitas pizarreañas con magnetita (33,06 % Fe).—3. Cuarcitas ferruginosas en bancos gruesos.—1'. Variedad local de los esquistos 1, con menor proporción de anfíbol y más rica en magnetita.—4. Derrubios en que abundan trozos de mineral rico en magnetita (41,40 % Fe).—5. Arenas de dunas.

Nota.—En la loma representada en primer término, a pesar de ser prolongación inmediata de «Monte Cónico», faltan los niveles 1' y 3, lo que demuestra su constitución lenticular. La muestra 1A, está tomada en las capas 1; la 1B, en las capas 2; la 1C, está tomada en los derrubios 4, que proceden de 1'.

go, a este respecto por la distancia a que quedaron de nuestro itinerario, y tampoco nos fué posible comprobar cómo enlazaban geológicamente las dos líneas de alturas, que en planta describen un arco muy abierto con la concavidad vuelta al SE.

A la una y media montamos de nuevo en los camiones al pie del «Monte Cónico» y caminamos con rumbo Sur por espacio de media hora con la idea de llegar en la misma tarde a los afloramientos ferruginosos de Gleibat Laanna, situados a 35 kilómetros del punto en que nos encontrábamos, pero fué preciso desistir, porque el avión

que nos había traído debía salir de Miyec a las cuatro de la tarde con algunos de los miembros de la Comisión para llegar a Villa Cisneros con luz del día.

Al regresar al Campamento los restantes miembros de la Comisión, nos detuvimos a unos 6 ó 7 kilómetros del mismo, para reconocer unos afloramientos interesantes. Se trata de anchas fajas de rocas, unas de calizas cristalinas, otras de pizarras ferríferas y otras de cuarzo, en capas que, arrumbadas al NNO. y buzando casi 90°, se ven continuar bastante en dirección SSE. Prolongadas hacia el NNO. pasarían bajo la sierra de Miyec, en tanto que por el rumbo opuesto llevan camino de desaparecer bajo unas areniscas, análogas, al parecer, a las de dicha sierra, y que forman los montículos que cierran el horizonte por ese rumbo.

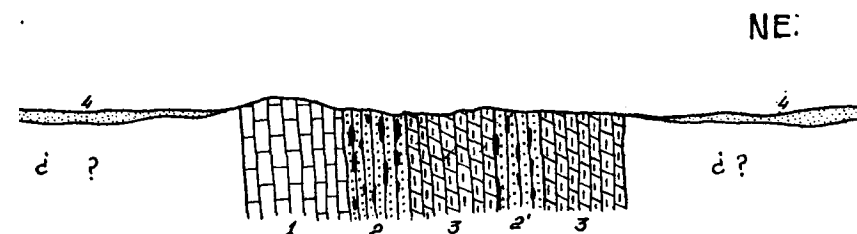


Fig. 2.—Llanos de Miyec. Al E. de la Sierra de Miyec y a 6 kms. al S. del Campamento.

1. Calizas cristalinas.—2, 2'. Cuarcitas pizarreañas magnetíferas con nódulos de magnetita muy rica (39,70 % y 67,68 % de Fe respectivamente).—3. Filadíos cuarzosos.—4. Arenas de dunas y acarreo menudos.

Nota.—La muestra 2A, está tomada en la capa 2.

De esos haces de capas verticales, el más interesante como formación ferrífera es el que corre al costado de las calizas cristalinas; tiene bastante anchura, y entre capas de cuarcitas pizarreañas ferruginosas deben existir nódulos de magnetita bastante pura, de los que pueden recogerse trozos esparcidos por el suelo. Entre grandes paquetes de capas de cuarzo se presentan otros horizon-

tes ferríferos. Los afloramientos de estas rocas producen poco resalte en la superficie, pero la diferente dureza, coloración y naturaleza de los detritus que las cubren bastan para descubrirlas. En cosa de 4 kilómetros que recorrimos a pie en dirección normal a la estratificación, siempre concordante, de estas capas, cruzamos 8 ó 10 fajas de rocas de distinta composición, tres de ellas con minerales de hierro.

Del afloramiento ferruginoso adyacente a las calizas marmóreas, tomamos varias muestras para su análisis.

Al día siguiente, domingo 25 de noviembre, salimos muy temprano del Campamento de Miyec en dirección a la formación ferrífera de Gleibat Laanna. Tardamos dos horas en llegar, por lo que puede suponerse se halla a 50 ó 60 kilómetros de Miyec.

Durante unos 10 kilómetros cruzamos una amplia depresión cubierta de detritus y arenas sin ver afloramientos de la formación subyacente, y a continuación una meseta algo más elevada y comprendida entre dos alineaciones de alturas orientadas de NO. a SE. Las capas que afloran en uno y otro borde de la meseta dan origen a algunos cerros y parecen dispuestas en sinclinal. Según Alía, se trata de capas de areniscas y cuarcitas sincrónicas de las de la sierra de Miyec. La distancia entre las dos líneas de colinas, o sea la anchura de esta meseta, es de 10 a 15 kilómetros aproximadamente. Cuando bajamos de nuevo a la llanura volvieron a presentarse afloramientos de capas verticales, orientadas, como las que vimos el día anterior al Sur de la sierra de Miyec, al N. NO. Algunos paquetes parecían corresponder por su coloración a formaciones ferruginosas; la mayoría eran de cuarzo y algunas semejaban diques de rocas básicas (gabros?). El aspecto del terreno no cambió hasta alcanzar los montes ferríferos de Gleibat Laanna, cuya primera manifestación es un crestónaje de capas verticales como

de 10 metros de anchura y 12 a 14 de altura. El mineral consiste en óxidos de hierro (en gran parte magnetita) con bastante cuarzo y algún que otro lentejón de una pudinga de menudos elementos de cuarzo y mineral. Dentro de la masa general de la formación existen, sin duda, algunas concentraciones de óxidos, de las que pudimos recoger muestras entre los derrubios del crestón. La longitud del afloramiento es de 40 a 50 metros; su rumbo ONO. a ESE.

Como a un kilómetro al ONO. del anterior, destaca en el llano otro crestón más pequeño que debe tener composición análoga. Se encuentra exactamente en prolongación del eje mayor del primero.

La masa mineralizada del crestónaje de Gleibat Laanna parece tener desarrollo local, pues en su prolongación al SSE. degenera en pizarra cuarzosa con menor proporción de óxido férrico. Como antes dijimos, no toda la masa del crestónaje es mineral rico; muchos de sus estratos son de óxido de hierro fajeado con cuarzo y sílex o mezclado íntimamente con estas sustancias, aparte de la pudinga que se intercala de vez en cuando. Tanto del mineral normal como de lo que puede considerarse mena concentrada, tomamos muestras.

En dirección al ESE. y perfectamente alineados se levantan otros tres o cuatro montículos de 60 a 70 metros de altura, que vistos desde lejos parecen tener la misma constitución del crestónaje primeramente mencionado, pero son mucho más anchos en sentido normal a la estratificación y sus faldas están cubiertas por arenas voladeras. Examinamos los dos más cercanos; el primero se halla a un kilómetro aproximadamente y el segundo a unos cuatro kilómetros. En ninguno de los dos encontramos minerales parecidos a los del primer crestón, sino más bien rocas ferruginosas semejantes a las que forman la base del «Monte Cónico» de El Farfarat.

En el llano en que se alzan estos montículos afloran constantemente paquetes de capas verticales, unas de cuarzo, otras de pizarras ferríferas y otras que corresponden a productos metamórficos de rocas básicas intrusivas. Entre el segundo y el tercero cruza un dique de estas rocas que conserva dirección rectilínea en más de

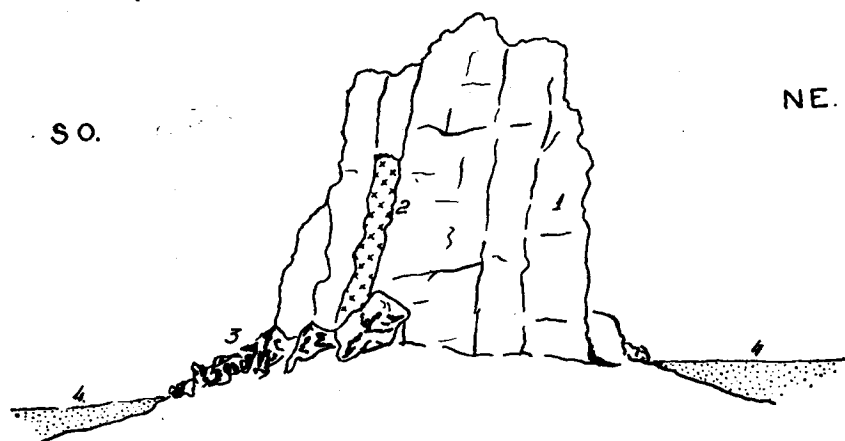


Fig. 3.—Corte transversal de crestón de magnetita de Gleibat Laanna. 1. Roca de magnetita y cuarzo (47 % Fe).—2. Pudinga de magnetita y cuarzo.—3. Derrubios.—4. Arenas de dunas.

dos kilómetros y forma un pequeño ángulo con la dirección general de las capas sedimentarias que forman el subsuelo de esta parte del territorio. Su orientación es casi de Oeste a Este.

Desde el extremo ESE. del tercero de los montículos citados, volvimos hacia Miyec cruzando de nuevo sobre capas verticales de rocas; pizarras, cuarzo y rocas básicas pizarreñas, hasta que subimos a la meseta de areniscas.

A las dos de la tarde estábamos de regreso en el Campamento, y a las cuatro despegamos con dirección a Villa Cisneros. Volamos unos minutos rumbo al NE. hasta rebasar las estribaciones orientales de la sierra de Miyec; pusimos luego rumbo al Oeste, resultando así

que entre el vuelo del día anterior y el de hoy rodeamos totalmente dicha sierra. Cuando dejamos atrás estas alturas, el terreno apareció totalmente llano, pero entre las ráfagas de detritus y arenas abundaban los afloramientos rocosos en series concordantes de capas verticales orientadas NNO.-SSE., y que hacia el norte se extendían cuanto alcanzaba la vista. Esta constitución del territorio no cambió durante media hora de vuelo (unos 100 kilómetros). Apareció luego la formación de Hamada, muy arenosa y luego las de molasas y dunas fósiles que se extienden hasta la costa atlántica. A la hora y media de despegar estábamos en Villa Cisneros.

En la misma tarde, en el Parador de I. P. A. S. A., escribí estas notas condensando las impresiones recogidas.

La excursión ha sido demasiado rápida para poder formar juicio fundamentado de la importancia de las formaciones ferríferas que hemos visto y de las características geológicas de la zona, pero los rasgos más salientes pueden resumirse así:

Todos los terrenos que hemos pisado corresponden a formaciones precambrianas. No hemos visto nada que deba clasificarse de Arcaico.

Dentro del Precambriano me ha parecido que hay formaciones correspondientes a períodos distintos, cada una de las cuales tiene su tectónica peculiar. Parece ser más antiguo el complejo de capas verticales que forma el subsuelo al N., S. y O. de Miyec, salvo la sierra de este nombre, reaparece unos 20 kilómetros más al Sur y corre hasta más allá de Gleibat Laanna. Acaso corresponda a un período posterior el grupo de capas que da origen a los montes de El Farfarat, con buzamiento mucho menos pronunciado y con rocas de tipo distinto. Sin embargo, pudiera ocurrir que se tratase del mismo piso del Precambriano y que sólo asomasen en El Farfarat deter-

minados horizontes por modalidades distintas del plegamiento, sumamente enérgico por lo general, que afecta a la formación en masa. El tercero, si es que en realidad los dos anteriores son de época distinta, es el de las capas que constituyen la sierra de Miyec, las alturas situadas al Este y al Sur, y las que por el SE. forman el sinclinal que cruza casi normalmente el camino que conduce a Gleibat Laanna. Este nivel es desde luego superior a los dos anteriores. Repetimos que podría ocurrir que las capas de los grupos primero y segundo correspondiesen al mismo período geológico, en cuyo caso las del grupo primero pertenecerían a zonas de pliegues más cerrados y comprimidos.

Las ideas que se nos han expuesto sobre localización de zonas de hundimiento que habrían dado origen a cuencas distintas dentro de la gran mancha precambriana de este territorio, hasta el punto de poder reconocerse en nuestros días rasgos topográficos de edad tan antigua, me parecen totalmente divorciadas de la realidad. Cualquier subdivisión en cuencas distintas que hubiera podido existir en el Precambriano en lo que hoy es Sahara español habría quedado totalmente borrada y anulada por el intensísimo plegamiento que colocó a las capas en posición vertical; pero, además, los rasgos topográficos de la época precambriana nada tienen que ver con los actuales, impresos en época muy posterior a un conjunto de capas cuyo intensísimo metamorfismo demuestra que estuvieron mucho tiempo enterradas a grandes profundidades, sometidas a enormes presiones y posiblemente a los efectos térmicos de un gran batolito; es decir, que de las elevaciones y depresiones que pudieron existir en la época de deposición del Precambriano no es posible que se conserve el menor vestigio en nuestros días. No niego que hayan podido producirse hundimientos o movimientos de báscula de determinados sectores del sub-

estrato precambriano después de ocurridos los plegamientos antiguos e incluso de verificarse las inyecciones de rocas básicas, y hasta que esos movimientos se hayan reflejado en variaciones de las condiciones de sedimentación durante las épocas cretácea y terciaria u otras más antiguas cuyas capas hayan desaparecido posteriormente por denudación, pero en modo alguno es admisible que quepa replantear y delimitar hoy en el Sahara español cuencas de sedimentación de tal o cual período de la época precambriana.

Profusión de inyecciones de rocas básicas han tenido lugar durante el primer período precambriano que hemos considerado, transformadas hoy en parte en esquistos metamórficos. En el que pudieran ser piso segundo no hemos visto ninguno, verdad es que tan sólo podemos referirnos a los montes de El Farfarat que visitamos.

Formaciones ferríferas arman en los dos pretendidos tramos del Precambriano. En el de las capas verticales, de los llanos de Miyec y de Gleibat Laanna; y en el de las capas inclinadas de los montes de El Farfarat. Este último parece encerrar las más importantes, pero las capas ferríferas, tanto en uno como en otro tramo, contienen, independientemente de la ley en hierro, gran cantidad de sílice. Muchas de las muestras de mineral recogidas dan raya roja; pero no del color característico de la hematites o el oligisto, sino más bien de tinte parduzco, por lo que es posible que tengan proporciones altas de magnetita, alterada sólo en la superficie y transformada en óxido férrico. Los análisis aclararán estas dudas, pero si se ha de juzgar simplemente por el aspecto externo, no parece que en su estado actual y sin preparación mecánica puedan estos minerales emplearse como menas.

Aunque no había visto hasta ahora ningún yacimiento de hierro de este tipo, por descripciones leídas recuerdan los del Estado de Minnesota en la región del Lago

Superior, que se deben en gran parte a depósitos químicos sedimentarios de silicato de hierro (glauconita o greenalita); pero de las acciones de concentración secundaria que han producido allí las menas ricas (hematites y limonita) no se observa el menor vestigio ni en El Farfarat ni en Gleibat Laanna. Es importante cuestión la de la génesis de estos yacimientos, pero no se podrá aclarar sino examinando al microscopio las menas ferríferas menos ricas, que tal vez conserven restos de los minerales originarios. Sería también muy interesante comparar estos yacimientos con el de Queidiat Iyil en el Sahara francés, en el que se asegura que existen grandes concentraciones de menas, de las que no se ven indicios en El Farfarat.

El lunes 26 de noviembre, a las 7,50 de la mañana, despegamos de Villa Cisneros en dirección al puesto de Ausert, a donde llegamos a las 9,50.

El campamento de Ausert está instalado en el centro de un circo de montañas formadas principalmente, según el geólogo Sr. Alía, por rocas sieníticas. El campo de aterrizaje está al Este de los montes. A las 9,45 salimos en un Jeep Comando para El Cursiat. Legraicha y Auhafrit. Un batolito de rocas gabroides se extiende a Levante de la masa sienítica, y durante varios kilómetros apenas aflora entre las arenas otro terreno. Luego quiero recordar que cruzamos una mancha de gneiss. Por no detenernos, ni examinamos estas rocas de cerca ni se tomaron muestras. Bordeamos después unas lomas altas que han ido quedando a nuestra izquierda formadas por cuarcitas silurianas, y tras de cruzar una zona más bien deprimida, de las que tanto abundan en el Sahara, encontramos unas pequeñas alturas alineadas de N. a S. denominadas montes de El Cursiat. Están muy separadas unas de otras. Una queda al borde del camino, a la

derecha y la siguiente en dirección Sur se halla a unos tres kilómetros. Según dicen hay otras detrás de esta primera, pero no es posible verlas desde el punto en que nos encontramos.

El montículo que hemos podido examinar de cerca tiene la constitución que indica el corte de la fig. 4, trazado de O. a E. en dirección normal a las capas, que buzan al O., de 20 a 30°. Como el montículo está arropado por las arenas voladeras no puede verse en qué terreno asientan los filadios cuarcitosos (1), que forman acantilado en la cara Este, ni qué capas cubren la segunda intercalación mineralizada (2). Por lo demás, el asomo sólo tendrá de 100 a 125 metros de longitud, y da como otros muchos la impresión de ser una masa lenticular que se adelgaza en sus dos extremos. En qué se transforman a uno y otro lado del afloramiento las capas ferruginosas no se puede averiguar por impedirlo las arenas. Entre las dos capas mineralizadas se intercalan lechos de areniscas de grano fino, quedando cuatro metros de mineralización por debajo y de seis a ocho por encima. El mineral es magnetita muy vetada de cuarzo y en parte transformada al parecer en hematites, y como ocurre en El Farfarat y en Gleibat Laanna, entre los derrubios amontonados sobre el techo de la segunda capa se presentan trozos de mineral bastante puro, si bien no se ve ninguna capa continua de éste *in situ*, y aun los trozos esparcidos del mismo por la superficie están en muy pequeña proporción.

Hemos tardado dos horas justas en llegar a este lugar, por lo que puede calcularse que se encuentra a 50 ó 60 kilómetros del campo de aterrizaje de Ausert.

Siguiendo en la misma dirección que traíamos, o sea hacia el O., se cruza otra depresión cubierta de arenas, y a los 3 ó 4 kilómetros se pasa junto a otra loma alargada en dirección N. S. como las de El Cursiat, pero

formada por cuarcitas. Se desconocen las relaciones estratigráficas de estas capas con las de la formación ferrífera, pero pasado otro par de kilómetros se observa en el suelo una faja oscura sobre la que se hallan diseminados trozos de pizarra negruzca y algunos de mine-

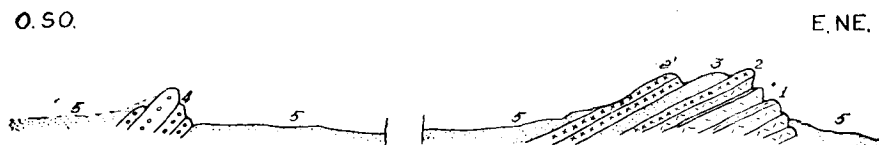


Fig. 4.—El Cursiat, 60 kms. al S. de Ausert.

1. Filadíos cuarzosos.—2. Capas ferríferas, la primera de 4 metros y la segunda de 8 metros, con mineral vetecado de cuarzo, magnetita y hematites.—3. Areniscas.—4. Cuarcitas (¿sincrónicas de las de Miyec?).—5. Arenas de dunas.

Nota.—La muestra 1A (blanco) está tomada en la capa 2'; la 1B (blanco) está tomada en derrubios sobre la capa 2'.

ral ferrífero. Estas son las últimas manifestaciones de hierro que encontramos en esta zona.

Atravesamos después una región suavemente ondulada cubierta toda ella de cantos más o menos rodados sin que sea posible ver por lo tanto afloramientos rocosos; este paisaje se prolonga hasta el monte denominado Legraicha, en cuyas cercanías encontró el Sr. Alía ejemplares de cromita. Tiene este monte una constitución en cierto modo particular. Se trata de un mogote rocoso de unos 80 metros de altura, 300 de longitud y 100 ó poco más de ancho, y está cortado transversalmente por un arroyo de pendiente más bien pronunciada para lo que es costumbre en el Sahara y en cuyo cauce, de 50 a 60 metros de anchura, se extiende una capa de acarreo en que predomina la grava de tamaño pequeño y mediano. Entre esta grava es donde se han encontrado los ejemplares de cromita, al estado de cantos rodados. La masa del monte está constituida casi exclusivamente por cuarcita de grano fino muy cristalina y color verde claro, roca de extremada acidez que se aviene mal con las mi-

neralizaciones de cromo, metal tan íntimamente ligado a las rocas hipogénicas ultrabásicas. Y en efecto, a pesar de haberse buscado reiteradamente la cromita entre las grietas y las cavidades de la cuarcita de Legraicha no se ha podido encontrar hasta ahora el menor indicio de este mineral. Mas, por otra parte, como todo el terreno que rodea al monte de cuarcitas está cubierto por la formación detrítica de cantos rodados, no hay modo de averiguar si algún asomo de rocas ultrabásicas es el causante de las manifestaciones cromíferas. Por el momento, y sin un estudio más detenido de la zona, no debe concederse gran importancia al hallazgo de cromita en Legraicha.

Desde Legraicha, en donde almorzamos, salimos a los dos para Auhaifrit, distante 70 kilómetros en dirección N.-10°-E. La formación detrítica de superficie fué desvaneciéndose paulatinamente, y a 10 ó 12 kilómetros, y siempre en un terreno con suaves ondulaciones, fueron apareciendo las rocas del subsuelo en forma de estratos muy inclinados de filadíos cuarzosos, pizarras, calizas cristalinas y algunos asomos de gabro. Los de estas rocas básicas dan la impresión de ser apófisis de un batolito existente en profundidad en la mayor parte del territorio que estamos recorriendo hoy, y relacionados con alguna concentración local ultrabásica del gabro se hallan tal vez los minerales de cromo.

A 35 kilómetros de Legraicha, o sea a mitad de camino a Auhaifrit, se interpone una sierra alargada en dirección NE.-SO., la Sierra de Iniyan, constituida exclusivamente por gabro. El cruce de esta sierra consideramos que ha sido la mayor proeza del Comando porque atacamos la divisoria por una línea de máxima pendiente sin trazas de camino y saltando sobre bloques angulosos de roca de 30 a 40 cms. de arista.

El resto del camino hasta Auhaifrit se desarrolla por una planicie con suave pendiente hacia el Sur, cubierta



de detritus e invadida a trechos por arenas voladeras que hacen la marcha penosa. A derecha e izquierda, pero a bastante distancia (cuatro o cinco kilómetros), se alzan pequeñas elevaciones cuya composición ignoramos.

Llegamos al campamento móvil de Auhaifrit a las seis de la tarde, y aún continuamos cuatro o cinco kilómetros al Norte hasta Gleib Auhaifrit, monte de arenisca con su cumbre orientada de NO. a SE., en cuyas vertientes, y paralelamente a su longitud, se encuentran unos diques ferríferos que contienen minerales de mucha densidad.

Las muestras, examinadas con la lente, presentan manchas blanquecinas, procedentes al parecer de la descomposición de algún silicato, por lo cual el mineral acaso sea resultado de segregación magmática. Parece estar constituido casi exclusivamente por magnetita. Son dos los diques principales encontrados hasta ahora, uno a lo largo de la vertiente norte y otro a lo largo de la sur. Aparentan tener tres o cuatro metros de potencia. Tal vez sea éste el mineral más rico que hemos encontrado hasta ahora.

Pernoctamos en el Campamento móvil, modelo de instalación de este género, y a la mañana siguiente, a las siete y media, continuamos nuestra excursión.

El plan para este día, martes 27, era salir de Auhaifrit por la pista de Aargub y, al llegar a Um El Fisan, a 65-70 kilómetros de Auhaifrit, cruzar a la que procedente de Tichla conduce también a Aargub, y reconocer de este modo los asomos ferríferos de Um Rueiseim. A las nueve de la mañana estábamos en Um El Fisan, y a las once en la pista de Tichla. Nada notable presentan estos trayectos desde el punto de vista geológico-minero. El Precambriano y el Siluriano deben extenderse por la mayor parte de esta zona, pero no se ven afloramientos interesantes.

A poco de tomar la pista de Tichla cruzamos un al-

tozano en donde afloran capas ferríferas, pero los minerales que se encuentran esparcidos por la superficie no parecen tener gran riqueza. Como a dos kilómetros al Sur de este punto se alza una loma, cuyas capas, constituidas por minerales de hierro, buzan de 20 a 25° al SE. El afloramiento tendrá unos 500 metros de corrida al hilo de las capas, se deprime en sus dos extremos y desaparece totalmente, dando la impresión de que se trata de un depósito lenticular. Como de costumbre, las arenas de dunas cubren las dos vertientes y no se puede apreciar en un reconocimiento rápido el espesor que pueden tener las capas mineralizadas. Por las muestras tomadas parece que se trata de un mineral de buena ley, aunque muy silíceo y con bastante proporción de oligisto especular, micáceo, indicando ser producto de un intenso metamorfismo. Es éste el asomo ferruginoso que se encuentra más cerca de la costa, pues desde allí a Aargub, siguiendo la pista actual, hay sólo 80 kilómetros, y en línea recta, 70.

Después de recorrer unos kilómetros más en dirección a Aargub, nos detuvimos a almorzar y reanudamos la marcha a las dos y media, llegando a Aargub a las cinco y media, después de cruzar un territorio desolador en el que la formación de moladas primero y la de dunas antiguas después han dificultado el trazado de una buena pista, por lo cortado de algunos barrancos y el mal piso. Además, el paisaje en la travesía de las dunas antiguas es de pesadilla. El terreno parece una masa gigantesca de madera apolillada, pues la consolidación de las arenas por las aguas de infiltración se ha hecho de modo irregular y caprichoso y han quedado sin cementar tantas bolsadas de arena que cuando la erosión las corta y se vacían sólo subsisten unos pilares tortuosos que a duras penas sostienen la costra superficial endurecida.

Antes de llegar a Aargub echamos una ojeada al em-

plazamiento del futuro puerto minero, que parece reunir excelentes condiciones. Cruzamos la bahía en gasolinera y llegamos a Villa Cisneros a las ocho de la noche.

Así, en cuatro días de jornadas intensas en «jeep», hemos recorrido una gran extensión del Sahara español y adquirido una idea de las zonas ferríferas de El Farfarat, Gleibat Laanna, El Cursiat, Auhaifrit y Um Rueiseim y hemos tomado muestras que nos permitirán conocer, siquiera sea a grandes rasgos, la composición de las menas de hierro de cada una de ellas.

Estas notas recordatorias de la segunda excursión, que nos ayudarán en el estudio que habrá de hacerse en Madrid cuando dispongamos de los análisis químicos y microfotográficos de las rocas y menas recogidas, fueron escritas en Las Palmas.

#### B) CONSIDERACIONES SOBRE SU IMPORTANCIA Y EXPLOTABILIDAD

Cuando después de recorrer los distritos del Sahara español en donde se presentan las formaciones ferríferas, se pretende deducir alguna conclusión de tipo minero, la única posible es que hay motivos para suponer que en el Africa Occidental española existen yacimientos de hierro. ¿Buenos? ¿Malos? ¿Reducidos? ¿Extensos? ¿Explotables? ¿Inexplotables? Lo visto hasta ahora no inclina el ánimo a contestar en un sentido o en otro ninguno de estos interrogantes. Todo está allí por estudiar. Y si se piensa en las enormes dificultades con que habría que luchar en un país tan inhospitalario como el Sahara para desenvolver una empresa minera, la necesidad de aquilatar hasta en sus menores detalles cuanto concierne a cubriciones de mineral, composición de menas y posibilidades de enriquecimiento *in situ* salta a la vista.

Vale, pues, la pena de que meditemos un poco sobre cuestiones de tanto interés, y de modo especial sobre los medios a que podemos y debemos recurrir para esclarecerlas. A ello tienden las consideraciones que siguen.

El primer punto importante a que hay que prestar atención es la cantidad de mineral. Hállanse las formaciones ferríferas del Sahara a distancias de la costa que varían entre 70 kilómetros (Um Rueiseim) y 320 kilómetros (Gleibat Laanna). La amortización de unos medios de transporte, necesariamente costosos, exigiría, sin duda, una explotación anual de millones de toneladas. Citamos esta cifra un poco arbitrariamente, pero podemos tener la certeza de que explotaciones de un millón o menos de toneladas anuales no podrían subsistir por este solo hecho, aun prescindiendo de las dificultades inherentes al desierto.

El segundo punto es la calidad de los minerales. No pudiendo consumirse en las proximidades del yacimiento y teniendo que transportarlos a grandes distancias, primero por ferrocarril y después por barco, es evidente que sólo los muy ricos pueden ser objeto de exportación. Si centros siderúrgicos lejanos se avienen a pagar el sobreprecio que lleva consigo un largo transporte, habrá de ser a cambio de disponer de menas de alta ley que puedan mantener o mejorar el rendimiento de sus hornos.

El tercer punto, íntimamente ligado al segundo, es el referente al posible enriquecimiento de las menas. Si los minerales para poder exportarse han de tener alta ley en hierro y poco contenido en sílice, y los yacimientos no los proporcionan en estas condiciones, necesario será tratarlos convenientemente al pie de mina para ponerlos en condiciones de venta.

Hace unos años hubiera resultado extraño hablar de concentraciones de menas de hierro de baja ley; operaciones de este tipo parecían limitadas al beneficio de mi-

nerales de mucho valor, como los de plomo, cobre, zinc, etcétera; hoy, procedimientos de lavado, de separación en medios densos, de concentración magnética y otros similares se emplean normalmente en explotaciones de menas de hierro de baja ley y aun de rocas mineralizadas, como las «taconitas» de la región del Lago Superior.

Los tres puntos que acabamos de indicar: cubicaciones, calidad de menas y concentración de las de baja ley, han de estudiarse por el orden indicado, que es el de su importancia relativa. La calidad de las menas es indiferente si no se dispone de grandes tonelajes de mineral; la concentración puede ser imposible prácticamente si las menas, a más de ser pobres, no reúnen condiciones para ser sometidas a un proceso económico de enriquecimiento. Examinaremos sucesivamente estos puntos apoyándonos en la información que poseemos, no muy abundante por cierto, pues se limita a los datos recogidos en la rápida visita girada al Sahara español en los últimos días del pasado mes de noviembre, que quedan cosignados en la primera parte de estas notas y a los análisis químico y micrográfico de las muestras. No debe extrañar, pues, que algunos de nuestros razonamientos se basen en supuestos que necesitarán ulterior comprobación.

### I. CUBICACIONES

Nos parece que, por lo que respecta a volúmenes de mineral, los yacimientos ferríferos del Sahara español se deben clasificar en el siguiente orden:

- a) El Farfarat-Miyec.
- b) Gleibat Laanna.
- c) El Cursiat.
- d) Um Rueiseim.
- e) Auhaifrit.

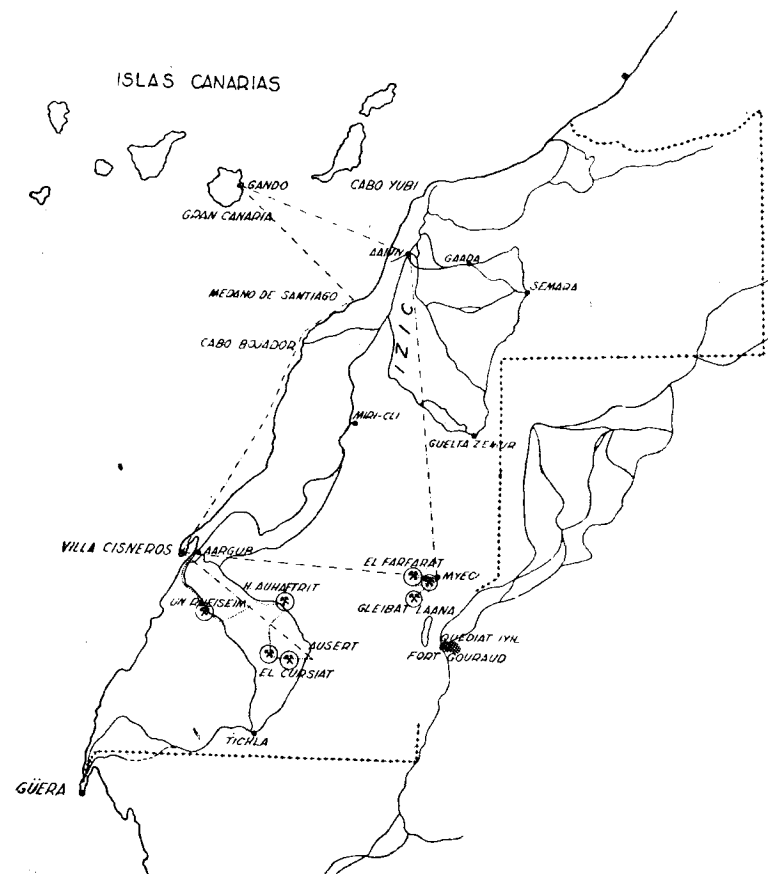


Fig. 5.

Para ser más exactos, diremos que el yacimiento o grupo de yacimientos realmente importante por su extensión es el primero, el de El Farfarat-Miyec; que los tres siguientes presentan características parecidas en cuanto a volumen si hemos de juzgar por los afloramientos conocidos, y que el último, el de Auhafrit, de tipo diferente, tiene probablemente posibilidades mucho más limitadas.

Hemos de hacer constar, sin embargo, que nuestra creencia de que los yacimientos de El Farfarat son los más importantes, se funda en el supuesto de que todos los montes del grupo tengan, según asegura el Sr. Alía, composición similar a la del que reconocimos en nuestra visita («Monte Cónico» y loma que lo prolonga hacia el SE.), porque si la composición mineralógica cambiara en los montes restantes, que no tuvimos tiempo de examinar de cerca, este yacimiento podría quedar reducido a la categoría del de Gleibat Laanna, en donde de las varias alturas que componen la corrida ferrífera, sólo una tiene mineralización interesante. Afortunadamente, el reconocimiento de estos criaderos, en orden a obtener una cubicación aproximada de su contenido real en menas útiles, es extremadamente sencillo y, además, poco costoso. El gasto principal lo ocasionará el vencimiento de las dificultades propias del desierto y la falta de planos, pues es evidente que para situar labores, relacionarlas entre sí y sacar partido de los resultados que se vayan obteniendo, es imprescindible disponer de un mapa en escala siquiera de 1:25.000 con curvas de nivel de 10 en 10 metros. El de la zona de El Farfarat-Miyec habría de abarcar un rectángulo de 65 x 40 kilómetros, con el lado mayor orientado de N. NO. a S. SE. Su superficie, 2.600 Km.<sup>2</sup>, corresponde aproximadamente a la de cinco hojas del mapa topográfico nacional en escala 1:50.000. Mapas mucho más reducidos, del orden de

100 Km.<sup>2</sup>, bastarían para el estudio de los restantes criaderos.

En el grupo de El Farfarat-Miyec la investigación ha de abarcar dos clases de criaderos: los que radican en los montes y los que radican en el llano. Los primeros se pueden reconocer con más facilidad porque bastará hacer ligeras trincheras que corten las capas ferríferas según líneas de máxima pendiente, medir sus espesores y desmuestrearlas metódicamente. La distancia de trinchera a trinchera deberá estar en relación con la variabilidad que se observe en la formación, y habrá de determinarla en cada caso el ingeniero que se halle al frente de los trabajos. En muchos casos bastará con quitar la capa de arena o de derrubios para medir los espesores y hacer los desmuestres, pues las rocas mineralizadas no muestran la menor alteración superficial y es, por tanto, inútil profundizar, esperando que la mena cambie de composición o textura. La labor más delicada es determinar el enlace de las capas de un monte con las del inmediato cuando en la zona intermedia están cubiertas por las arenas, y, sin embargo, esta determinación es esencial para la cubicación, pues va mucha diferencia de que se trate de largas corridas mineralizadas a que las metalizaciones queden interrumpidas de trecho en trecho y presenten las formaciones en conjunto estructura arrosariada. En las zonas llanas en que afloran paquetes de capas verticales habrá que comenzar por un reconocimiento superficial muy detenido para fijar el mayor número posible de paquetes ferríferos y estudiar luego su corrida y potencia por medio de trincheras. Estas labores tampoco habrán de ser profundas, pues, como en el caso anterior, bastará la mayor parte de las veces limpiar el terreno de arenas y detritus para poder medir los espesores de las capas mineralizadas y tomar las muestras consiguientes. Como las capas seguramente no se-

rán del todo verticales, convendrá anotar también el ángulo de inclinación de cada paquete a la vez que su orientación, para situarlos con la mayor precisión posible en los planos. En Gleibat Laanna, El Cursiat y Um Rueiseim, las investigaciones han de tender principalmente a determinar la verdadera longitud de las corridas metalizadas, tratando de averiguar si entre los afloramientos visibles continúan las capas ferríferas o degeneran, por el contrario, en materiales rocosos, esquistos o pizarras, con baja ley en hierro, pues el que estos yacimientos tengan o no importancia depende casi exclusivamente, como antes dijimos, de la continuidad de las corridas.

Como quiera que la investigación de cada afloramiento, monte o crestón puede llevarse a cabo con independencia, las labores se podrán acometer tan pronto como se disponga de los elementos necesarios sin esperar a que los planos estén terminados, pero éstos son absolutamente necesarios para relacionar unas labores con otras y para orientarse en cuanto a la posibilidad de que existan masas en determinados puntos cubiertos ahora por arenas o acarreos.

Una vez realizadas las labores que acabamos de indicar y hechos los desmuestres convenientes, la cubicación será operación relativamente sencilla y hasta cierto punto segura.

## II. CALIDAD DE LAS MENAS

La calidad de las menas ferríferas del Sahara español es consecuencia natural de su modo de formación. Para poder explicar el por qué de la composición y estructura de estas menas, habremos, pues, de referirnos necesariamente al proceso de su formación, o sea, a su génesis.

Si se exceptúa el criadero de Auhafrit, todos los demás del Sahara que hemos visitado corresponden a formaciones sedimentarias. Su marcada estratificación y la alternancia de las capas mineralizadas con otras de materiales clásticos, como cuarcitas, filadíos cuarzosos y pizarras cuarcíferas, y con depósitos de origen químico sedimentarios, como calizas, no dejan a este respecto lugar a dudas.

La edad exacta de estos criaderos es difícil de precisar en el estado actual de nuestros conocimientos de la Geología del Sahara español. Por el momento tenemos que contentarnos con asignarles edad precambriana, sin precisar más. En América del Norte, los criaderos ferríferos de la región de los Grandes Lagos comienzan en la serie arcaica del Keewatin (Vermilion, Estado de Minnesota) y se reproducen en los cuatro pisos del Algonkino: Huroniano inferior, medio y superior, y en el Keweenawano (Estados de Minnesota, Wisconsin y Michigan). En el Sahara español, aparte del complejo de capas de la Sierra de Miyec, tal vez estén representados dos pisos del Precambriano, correspondiendo uno con las series de capas más intensamente plegadas, como las del llano de Miyec y las de Gleibat Laanna, y otro con las de plegamientos más suaves, como las de El Farfarat, El Cursiat y Um Rueiseim; pero mientras no se demuestre que hay discordancia estratigráfica entre esas dos series de capas, habremos de considerarlas como pertenecientes al mismo piso del Precambriano. No deben, sin embargo, abandonarse los trabajos puramente geológicos encaminados a dilucidar la edad exacta de estas formaciones, al menos su edad relativa. En ambas existen capas ferríferas en el Sahara español, y si realmente son de distinta edad y las «formaciones ferríferas» de una serie fuesen sistemáticamente más ricas que las de la otra, el simple reconocimiento geológico bastaría en

lo sucesivo para delimitar las zonas interesantes. En la región de los Grandes Lagos la riqueza de las «formaciones ferríferas» depende generalmente, y según los distritos y Estados, de que armen en tal o cual piso del Precambriano.

Toda la formación precambriana del Sahara español presenta señales de un metamorfismo tan intenso, tan generalizado y que ha dado origen en zonas muy distantes entre sí a productos de transformación tan similares, que ha de atribuirse a una causa general: fuertes presiones, debidas, bien a la posición profunda, en alguna época geológica, de las rocas que ahora afloran en la superficie, bien a su enérgico plegamiento, bien a la acción de grandes masas de rocas ígneas intrusivas o a varias de estas causas conjuntamente. Este intenso metamorfismo se refleja en la constitución y riqueza de las menas de hierro, como luego veremos.

Aun cuando dijimos que las «formaciones ferríferas» del Sahara español son de origen sedimentario, no quiere esto decir que se depositasen en su día con composición y textura análogas, ni siquiera parecidas, a las que presentan hoy. Las sedimentaciones marinas originarias, según se ha demostrado por infinidad de estudios realizados en los yacimientos precambrianos de América del Norte, fueron principalmente de dos tipos: de carbonato de hierro (siderita) más o menos mezclado con sílice, y de silicato ferroso hidratado (greenalita) en forma de glóbulos de textura uniforme, no radial o concéntrica como la de los oolitos silíceos y calizos. Ambas sustancias, el carbonato y el silicato de hierro, se consideran procedentes de precipitaciones químicas verificadas en el seno de las aguas marinas a expensas de las sales de hierro que llegaban a ellas en estado de disolución (sulfato, carbonato), y en el caso del silicato ferroso, con intervención de organismos vivientes.

Los depósitos originarios de carbonato de hierro (siderita) y cuarzo, y de silicato de hierro ferroso (greenalita), una vez emergidos e incorporados a las áreas continentales sufrieron por distintos motivos varias transformaciones, siendo las principales: 1.<sup>a</sup> Descomposición del carbonato de hierro y combinación del óxido ferroso con la sílice, dando origen a varios silicatos, principalmente al anfíbol Grunerita ( $\text{SiO}_3\text{Fe}$ ) y a Fayalita ( $\text{SiO}_4\text{Fe}_2$ ), con oxidación parcial del óxido ferroso  $\text{FeO}$ , originándose así magnetita ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ), sobre todo cuando actuaron agentes de metamorfismo. El resultado de esta transformación es una pizarra anfibólica con magnetita. 2.<sup>a</sup> Descomposición del carbonato y del silicato ferroso y oxidación total del óxido ferroso hasta quedar transformado en óxido férrico. El resultado es una mezcla de hematites y cuarzo, que cuando procede de la alteración del carbonato ferroso silíceo se llama *sílex ferruginoso*, y en él la hematites y el cuarzo se hallan dispuestos en fajas paralelas, en tanto que por alteración del silicato ferroso se forma una roca en que el cuarzo y la hematites están irregularmente mezclados y se llama *taconita*.

Las pizarras anfibólicas con magnetita, los *sílex ferruginosos* y las *taconitas* fueron las rocas principales que se formaron a base de los sedimentos originarios y que luego dieron origen, a su vez, a las menas de hierro propiamente dichas de la región del Lago Superior. Si al formarse las pizarras anfibólicas una parte del primitivo silicato se desdobló en óxido ferroso y sílex y el óxido ferroso libre se oxidó sólo parcialmente, la roca se convirtió en un aglomerado de magnetita y cuarzo.

Cuando los «sílex ferruginosos» y las «taconitas», rocas ambas en que el hierro se encuentra en estado de sexquióxido, son atacados por las aguas superficiales oxidantes, la sílice es arrastrada y la roca se concentra en hematites. Esta última alteración es el proceso segui-

do en la producción de grandes masas de menas ricas dentro de las «formaciones ferríferas» de la región del Lago Superior. Pero también, y como caso más raro, se ha producido la transformación primeramente mencionada, es decir, la de los silicatos ferrosos originarios en menas en cuya composición no entra más mineral de hierro que la magnetita. Tal ha ocurrido en el distrito de Gunflint, en donde la primera oxidación fué sólo parcial por haberse efectuado la transformación en un medio poco oxidante, como el que reinaba en las zonas afectadas por intrusiones ígneas gabroides (gabro del Keeweenawano). Las menas de este grupo son las de menor valor industrial, porque las pizarras anfibólicas que, protegidas por el gabro, han quedado sin alterar, no han dado origen a menas ricas, y las concentraciones de magnetita en algunos bancos de pizarras exigen una costosa preparación mecánica.

¿A cuál de estos grupos corresponden las menas del Sahara español? Los análisis de una muestra de El Farfarat, de una del Llano de Miyec, de cinco de la región de Gleibat Laanna, de una de El Cursiat y de otra de Um Rueiseim, nueve en total, han puesto de manifiesto (véase el Anejo núm. 1) que el mineral que contienen es casi exclusivamente magnetita. La ley en hierro oscila entre 29,88 y 49,84 % con una media de 41,67 %; el contenido en sílice varía entre 20,80 y 56 % con una media de 38,60 %.

No podemos pretender que estas cifras representen el contenido en hierro y en sílice de las menas del Sahara español, aun cuando indudablemente deban servirnos de orientación; las anotamos principalmente como argumento a favor de que estas menas, en su conjunto, deben su origen a la transformación de rocas que fueron en su día depósitos marinos de silicatos ferrosos y que sufrieron posteriormente un intensísimo metamorfismo

que las transformó en pizarras anfibólicas, y que al producirse la transformación de los primitivos silicatos ferrosos en anfíbol, en nuestro caso Grunerita, hubo a la vez separación de magnetita, es decir, que no todo el silicato ferroso originario se transformó en anfíbol.

Ese metamorfismo, debido tal vez a la posición profunda de las rocas y a las presiones debidas a un energético plegamiento, pero muy principalmente a los efectos térmicos de una vasta intrusión de rocas ígneas, es comparable al producido en las «formaciones ferríferas» del distrito de Gunflint.

No son sólo los análisis químicos los que nos inclinan a atribuir este origen a las «formaciones ferríferas» y a las menas de gran parte del Sahara español. Examinadas al microscopio varias de las muestras recogidas, se observa lo siguiente:

Muestra 1. A., de El Farfarat (\*) (véase microfotografía núm. 1). Es un esquisto anfibólico compuesto principalmente de Grunerita fibrosa (silicato ferroso) con abundantes cristales pequeños de magnetita (en negro).

Muestra 1. B., de El Farfarat (microfotografía II). Restos de anfíbol glaucófano (silicato de hierro, magnesia, alúmina y sodio), cuarzo (en blanco) y abundantes cristales de magnetita (en negro).

Muestra 2. A., del llano de Miyec (microfotografía IV). Cuarcita pizarreña ferrífera, con abundante magnetita, que ha sufrido recristalización. La posición de la capa en que se tomó la muestra se indica en la figura 2.

Muestra 3. B., del crestón ferrífero de Gleibat Laanna (microfotografía VI) (véase además el corte de la figura 3). Cuarcita ferrífera esquistosa con fuerte metamorfismo de presión que ha producido el alargamiento

(\*) Para que pueda apreciarse la posición relativa de las capas en que se tomaron las muestras 1.A., 1.B. y 1.C. del «Monte Cónico» dibujamos el corte de la fig. 1.

y trituración de los granos de cuarzo y de magnetita, así como la extinción ondulante del primero.

Muestra 3. C., del crestónaje de Gleibat Laanna (microfotografía VII). Anfíboles muy alterados que muestran segregación de magnetita y cuarzo.

Muestra 1. A., de El Cursiat (microfotografía XIV). Mena compuesta de fajas alternantes de cuarzo (en blanco) y magnetita y oligisto (en negro). Corresponde a las capas 2' del corte de la figura 4.

Las microfotografías I, de las pizarras anfibólicas de El Farfarat, II, de las cuarcitas ferríferas del mismo punto y VII, de los crestones de Gleibat Laanna, demuestran que la segregación de magnetita es coetánea de la formación del anfíbol. De que la descomposición del silicato primitivo se efectuara en una u otra forma depende el que el producto de la transformación sea más o menos rico en magnetita.

Prescindiendo del primitivo origen de estas «formaciones ferríferas», es decir, de si fueron en un principio sedimentos marinos de tal o cual composición, para el estudio de las de El Farfarat, Llanos de Miyec y Gleibat Laanna, las más importantes del Sahara español, podemos admitir que todas ellas en su mayor parte tienen su origen inmediato en rocas formadas por un intenso metamorfismo de los sedimentos férreos originarios, que a la vez que dió nacimiento a las pizarras anfibólicas propiamente dichas, produjo cierta cantidad de magnetita libre, de acuerdo todo ello con el proceso explicado en la página 32.

Decimos, sin embargo, *en su mayor parte* porque microfotografías como la núm. 14, de El Cursiat, que muestran un marcado fajeado de magnetita y cuarzo, indican que también hay menas en estas «formaciones ferríferas» del Sahara español que proceden de depósitos sedimentarios de carbonato ferroso silíceo. Este parece

ser el caso tanto en El Cursiat como en Um Ruisseim, acaso con exclusión de las pizarras anfibólicas, en tanto que en Gleibat Laanna no se descubre por las microfotografías indicios de que la magnetita proceda de carbonato ferroso silíceo, y en El Farfarat parecen coexistir las dos procedencias, aunque con preponderancia evidente de los silicatos ferrosos como origen primitivo. En la vertiente SE. del «Monte Cónico» hemos visto trozos de mineral de hierro con fajeado de magnetita y cuarzo que es típico de las menas que derivan del carbonato ferroso.

Reasumiendo lo dicho hasta ahora acerca del origen de las «formaciones ferríferas» del Sahara español y su comparación con las de la región de los grandes Lagos de Norteamérica, podemos establecer una relación de paralelismo entre las menas del Sahara asociadas a pizarras anfibólicas y las «taconitas» de Minnesota, y entre las derivadas de carbonato ferroso silíceo y el «ferruginous chert», si bien con una diferencia en cierto modo esencial: que en tanto que en las formaciones americanas lo mismo en las «taconitas» que en los «ferruginous cherts» el mineral de hierro dominante es la hematites, en las equivalentes del Sahara español es la magnetita la que domina.

Esta diferencia, que como ya hemos dicho, es debida casi seguramente a que el metamorfismo de los sedimentos ferruginosos originarios estuvo provocada en el Sahara por grandes intrusiones de rocas gabroides, de las que tantas manifestaciones se observan por doquier, ha tenido consecuencias desfavorables para las posteriores concentraciones de menas, pues las rocas cargadas de magnetita son mucho más refractarias que las cargadas de hematites al ataque por las aguas meteóricas, que son las que en definitiva pudieron acumular en determinadas zonas los óxidos de hierro y producir al mismo tiempo



la eliminación de la sílice. De estas concentraciones secundarias no se observan vestigios en el Sahara español. Existen sí, concentraciones locales muy reducidas de magnetita en la zona de las cuarcitas y de las pizarras anfibólicas, pero no debidas a un proceso de lavado, sino más bien a una acumulación de partículas de aquel mineral semejante en cierto modo a una segregación magmática.

Las «formaciones ferríferas» del Sahara están, por decirlo así, fosilizadas, pues no parecen haber sufrido transformación alguna desde la época en que fueron metamorfozadas por las inyecciones de gabro, y en su proceso evolutivo falta la fase más importante desde el punto de vista minero: la de la concentración final por las aguas meteóricas, que es la que ha dado origen a los grandes depósitos de menas ricas de la región del Lago Superior. Cualquiera que sea la riqueza en hierro de las pizarras anfibólicas y de las cuarcitas magnetíferas del Sahara, nos encontraremos siempre con menas por decirlo así a «medio hacer», con sílice sin eliminar y por tanto con proporciones muy elevadas de cuarzo. El aprovechamiento de menas de este tipo es, pues, el problema con que habremos de enfrentarnos forzosamente.

### III.—CONCENTRACIÓN DE MENAS DE BAJA LEY

Lo que hace varios años hubiera parecido asunto descabellado, hoy día no lo es, pues el hierro puede decirse que ha roto las fronteras de su propia tecnología en lo referente a explotación y beneficio de menas de baja ley.

A los minerales ricos de los gigantescos yacimientos de la región del Lago Superior comienza a vérselos el fin, y no es fácil sustituirlos por otros de composición análoga. Las estadísticas de producción de minerales de hie-

rro en los EE. UU. acusan para los últimos diez años una media de 94,5 millones de toneladas. En 1948, en que la producción fué de 103 millones, correspondieron a la región del Lago Superior 82,5, y de ellos 68 al Estado de Minnesota. La cifra récord fué obtenida en este distrito en el año 1942 con 92 millones de toneladas, que probablemente será rebasada en el presente año.

No es fácil sustituir una producción del orden de 100 millones de toneladas, y no es extraño que la industria norteamericana lleve ya años buscando minas de hierro por el mundo entero y equipándolas. Se calcula que para el año 1955 la industria privada habrá invertido alrededor de 1.000 millones de dólares en las instalaciones de minas de hierro hoy en preparación, y que en 1958 se alcanzará ya la producción máxima de que serán capaces los nuevos yacimientos, producción que para el 1954 se estima en 35 millones de toneladas.

Las reservas adscritas a los yacimientos nuevos más importantes se cifran así:

Brasil.....	1.000.000.000 de Tons.
Canadá.....	1.000.000.000 »
Chile.....	100.000.000 »
Venezuela.....	1.500.000.000 »
Liberia.....	125.000.000 »
TOTAL.....	3.725.000.000 »

La ventaja principal que supondrá la explotación de estos nuevos criaderos es que se podrá disponer en Estados Unidos de minerales de alta ley, con pequeñas cantidades de fósforo, azufre y sílice y con algún contenido en manganeso, pero la mayor parte de los yacimientos están situados en regiones salvajes o inaccesibles y se requerirán muchos millones de dólares para habilitar medios de transporte por mar y tierra y la energía necesaria. Además, las explotaciones estarán expuestas a los

cambios políticos de los gobiernos extranjeros, y el sistema de transportes por mar abierto será vulnerable a los ataques enemigos en tiempo de guerra. Por estos motivos es probable que no se fuercen las producciones de los nuevos criaderos más allá de lo calculado para el 1954 hasta que se haga un estudio comparativo del costo de las menas extranjeras y del tratamiento de las menas pobres nacionales.

La principal ventaja de las primeras es, como ya dijimos, que se trata de minerales ricos, con más del 60 por 100 de hierro, riqueza de la que se podrá sacar partido de dos modos: o mezclando cada tonelada de 60 por 100 con una tonelada de mena pobre nacional del 40 al 49 por 100, con lo que resultaría una carga del alto horno más rica de la que se consigue hoy en EE. UU., o empleando la mena extranjera pura, en cuyo caso la industria del acero con pequeñas modificaciones podría lograr una capacidad de producción mayor que la calculada.

De un modo o de otro, es evidente que en EE. UU. ha de pensarse desde ahora en la utilización de menas pobres, lo cual trae consigo una ampliación de los medios de arranque y una serie de instalaciones de concentración adecuadas a la calidad de las menas que se trate de enriquecer. En realidad, de concentrados de hierro se están produciendo hoy en EE. UU. más toneladas que de todos los demás metales juntos. La cuarta parte de las menas de hierro producidas, esto es, unos 25 millones de toneladas, se tratan de una manera o de otra, y si se incluye la aglomeración entre las operaciones de concentración, las toneladas tratadas son la tercera parte de las arrancadas. Hay actualmente en EE. UU. 70 instalaciones de tratamiento de mineral de hierro, y en 1953 habrá probablemente 100.

Los mayores adelantos en la técnica de la separación con medios densos se ha conseguido en el trata-

miento de menas ferríferas. El espiral «Humphrey» está aplicándose en gran escala, y el separador ciclón «Dutch State Mines» se ha perfeccionado ensayando precisamente menas de hierro. Quedan todavía problemas sin resolver, tales como la concentración de «taconitas» no magnéticas, la aglomeración de concentrados de taconita excesivamente finos, y la recogida eficiente de polvos, pero también quedan algunas técnicas por ensayar, tales como la flotación, el «roasting» seguido de concentración magnética, y algunos procedimientos químicos.

Tanto en el Este como en el Oeste, y hasta en gran parte del Sudeste se benefician hoy las menas de hierro. La producción normal en el Este es toda de magnetita, y el tratamiento usual es la separación magnética seguida de sinterización. En el Sur se emplean el escogido a mano, el lavado, la concentración por gravedad y los medios densos. En Minnesota y Michigan los mineros parecen decididos a probar todos los sistemas imaginables de concentración. Hace diez años, únicamente el 18,8 por 100 de la mena que se expedía en el distrito del Lago Superior era sometido a tratamiento. El año pasado la cifra subió a 30,5 por 100. En 1940, el 78,5 por 100 de la totalidad de menas tratadas lo fué por simple lavado para desenlodar, y el 21,5 por 100 por separación por gravedad, medios densos, etc. En 1950 las cifras han pasado a 65,6 por 100 para el lavado y a 34,4 por 100 para los métodos restantes.

Sirvan estas cifras para dar idea de lo que va aumentando en el mundo la producción de hierro a base de tratar por un procedimiento u otro de concentración materiales ferríferos de baja ley, y es indiscutible que cada día se irá aplicando más esta técnica, pues el mundo se enfrenta ya con el agotamiento de los yacimientos de menas ricas, únicos explotados hasta hace pocos años. Pero

no queremos dar a entender con esto que las menas de hierro del Sahara español puedan tener aplicación inmediata en la industria siderúrgica mundial, pues no podemos dejar de reconocer que las dificultades con que se tropezaría en el Sahara español para un aprovechamiento intenso de menas de baja ley (y tonelajes comerciales de minerales de alta ley no existen allí) harían la empresa en nuestros días difícil y costosa.

Más en cuestiones de orden económico no hemos de entrar ahora entre otras razones por la fundamental de que carecemos de los datos imprescindibles para plantearlas. Sólo aspiramos a dar una idea lo más aproximada a la realidad de la importancia que estos yacimientos tienen en sí y de la posibilidad *material* de su explotación, prescindiendo de circunstancias de lugar y tiempo.

No existirían posibilidades materiales de explotación si fallase uno cualquiera de los tres puntos que hemos venido considerando: ubicación, calidad de menas y condiciones de éstas para su concentración. Ya hemos dicho nuestra opinión respecto a los dos primeros, y para poder emitir juicio respecto al tercero (ya se ha visto que la concentración de menas pobres de hierro está a la orden del día) enviamos al Laboratorio de preparación mecánica del Instituto Geológico y Minero de España varias de las muestras recogidas en el Sahara para su ensayo. El método de separación aplicado ha sido el de concentración magnética, pues tratándose de menas que apenas contienen otro mineral de hierro que la magnetita es ese, sin duda, el más indicado.

Por lo que pudimos ver en el campo, una parte importante de las menas del Sahara español, en El Farfarat y Miyec por lo menos, son cuarcitas pizarreñas de grano fino con magnetita diseminada, cuya representación típica es la muestra 1. B. Su contenido en hierro es de 33,06 por 100 y el de sílice 50,80 por 100. Por si pudiese

parecer que un mineral de tan baja ley en hierro y alto contenido en sílice no puede constituir una mena beneficiable, diremos que según Carl Zapffe (*The effects of a basic igneous intrusion on a Lake Superior iron-bearing formation. Economic Geology. 1912*) en el distrito de Gunfint, Cook County, Minnesota, se considera como mena utilizable una capa de pizarra cordierítica con magnetita que se encuentra en la base de la formación ferrífera y tiene 3,50 a 5 metros de potencia. El contenido en hierro (en forma de magnetita) de dicha pizarra es de 35,41 por 100, ligeramente superior al de la muestra 1.B. de El Farfarat y muy semejante por cierto al de otra cuarcita ferrífera recogida en el Llano de Miyec, juntamente con la muestra 2.A.

Las cuarcitas pizarreñas a que corresponde la muestra 1.B. puede considerarse que presentarán condiciones desfavorables para su concentración magnética por el pequeño tamaño de los cristales de magnetita. Para liberar ésta del cuarzo hubo que moler la roca a tamaño menor de 0,4 mm. Se pasó el mineral molido por los tamices de 0,3; 0,2; 0,1; 0,09; 0,075; 0,05 y 0,04 mm., y observadas las distintas fracciones al microscopio resultó lo siguiente:

1.º La mena se compone de magnetita, hematites, cuarzo y silicatos.

2.º La magnetita es la especie metálica predominante, pues la hematites se encuentra en proporción pequeña.

3.º El tamaño máximo observado de los granos de magnetita libre es de 0,1 mm.

En el tamaño inferior a 0,075 mm. la magnetita se encuentra liberada en su mayor parte, por lo cual debe tomarse este tamaño como representativo de la molienda a que hay que llegar.

En los ensayos se empleó una separadora electro-

magnética de laboratorio para trabajo en seco, única disponible, aun a sabiendas de que la separación en seco no es adecuada para un material tan fino, en el que abundan los «shlamms». Para aproximarse a las condiciones del tratamiento húmedo, que sería el que habría de emplearse en la práctica industrial, se sometió el mineral a un desenlodado previo para eliminar por decantación las partículas más finas, que son las que dificultan la movilidad de los granos de magnetita. Después de seco el mineral se sometió a la acción de la separadora, obteniéndose los resultados siguientes:

PRODUCTOS	Pesos por 100	Ley por 100		Rendimiento por 100	
		Fe	SiO <sub>2</sub>	Fe	SiO <sub>2</sub>
Schlamms.....	38,73	17,94	75,31	21,02	57,42
Partes magnéticas...	34,50	65,15	7,40	67,99	9,49
Partes no magnéticas.	26,77	13,58	62,80	10,99	33,09
	100,00	33,06	50,80	100,00	100,00

Estos resultados ponen de manifiesto que el procedimiento es eficaz para la obtención de concentrados comerciales. El rendimiento, 67,99 por 100, no es alto a causa del sistema de separación empleado, pero puede asegurarse que con una separadora de tipo húmedo se podrá mejorar considerablemente. El concentrado obtenido tiene, como se ve, una ley en hierro del 65,15 por 100. En el Anejo núm. 3 se consignan los resultados obtenidos con otras muestras analizadas.

#### RESUMEN

En el terreno precambriano del Sahara español existen «formaciones ferríferas» bastante extensas, cuyo

contenido en menas útiles será fácil calcular mediante labores de reconocimiento sencillas y de poco coste.

Las rocas que constituyen esas «formaciones ferríferas» son principalmente pizarras anfibólicas y cuarcitas pizarreñas con magnetita, productos del intenso metamorfismo experimentado por depósitos sedimentarios originarios de silicato de hierro. Las pizarras anfibólicas pasan a veces lateralmente a rocas compuestas principalmente de magnetita y cuarzo, que constituyen las menas propiamente dichas. También, aunque en menor escala, se encuentran capas mineralizadas en que alternan vetas de magnetita y cuarzo y deben proceder del metamorfismo de depósitos originarios de carbonato de hierro mezclado con sílice.

Las capas ferríferas del primer tipo son en cierto modo equivalentes a las «táconitas» de la región del Lago Superior, y las del segundo tipo a los sílex ferruginosos (ferruginous cherts) de la misma región, si bien con la diferencia de que el óxido de hierro contenido en las menas del Sahara español es magnetita y el que contienen las del Lago Superior es hematites.

Aparte de las concentraciones de magnetita debidas a las acciones metamórficas a que acabamos de referirnos, las capas ferríferas del Sahara español no han experimentado otras alteraciones, faltando totalmente las debidas a las aguas de infiltración, que produjeron las grandes masas de menas ricas en la región del Lago Superior. Concentraciones de menas ricas faltan totalmente, por tanto, en el Sahara español.

Las menas ferríferas del Sahara español tienen, por lo que puede deducirse de las muestras tomadas en múltiples afloramientos, una ley media en hierro de 40,82 por 100 y un contenido medio en sílice de 39,81 por 100. Esas cifras habrán de rectificarse mediante un desmuestre adecuado que deberá realizarse al mismo tiempo que las

labores de reconocimiento encaminadas a ubicar las menas de estos criaderos.

La concentración de las menas del Sahara por la circunstancia favorable de encontrarse casi todo el mineral de hierro en forma de magnetita, puede realizarse por el método de separación magnética.

Una vez ubicadas las menas útiles, determinada su verdadera ley y hechos los estudios necesarios para llevar a cabo en las mejores condiciones económicas su concentración, será llegado el momento de abordar el problema de la explotabilidad de estos criaderos, teniendo en cuenta, además, las condiciones especiales del territorio en que radican.

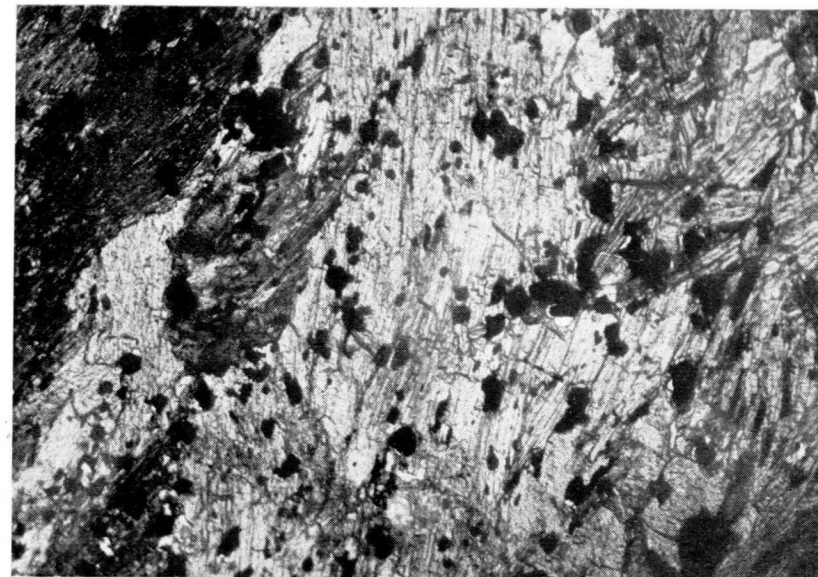
Madrid, 15 de diciembre de 1951.

### Anejo núm. 1.

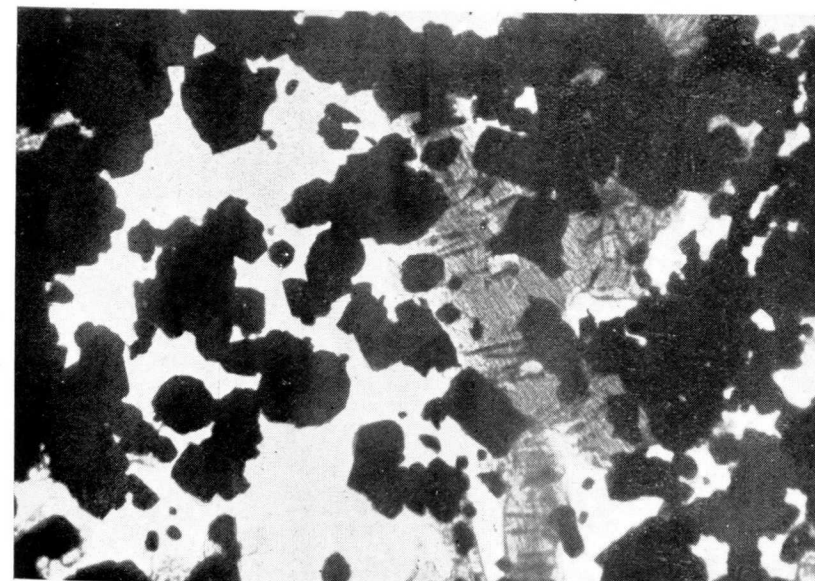
#### ANÁLISIS QUÍMICOS

Damos aquí una relación de los resultados obtenidos en el Laboratorio del Instituto Geológico y Minero de España al analizar las muestras de mineral de hierro que recogimos en la excursión de fines de noviembre de 1951 al Sahara español. Las indicaciones: rojo, blanco, azul, etcétera, se refieren al color de la pintura con que se señalaron los distintos grupos de muestras; el rojo corresponde a las tomadas en El Farfarat, Llano de Miyec y Gleibat Laanna, llevando marcados además el núm. 1 las primeras (Farfarat), el núm. 2 las segundas (Llano de Miyec), el núm. 3 las de Gleibat Laanna, etc., etc. Las distintas muestras tomadas en un mismo paraje llevan como distintivo las letras A. B. C., etc.

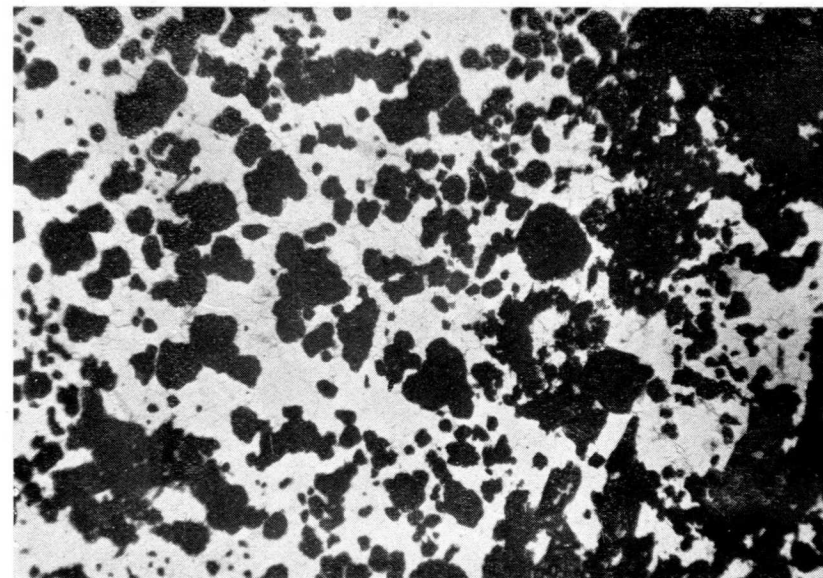
La muestra 1.A. de El Farfarat corresponde a las capas que forman la base del «Monte Cónico» y de la loma situada al SE. Considerada en el campo como un gneiss,



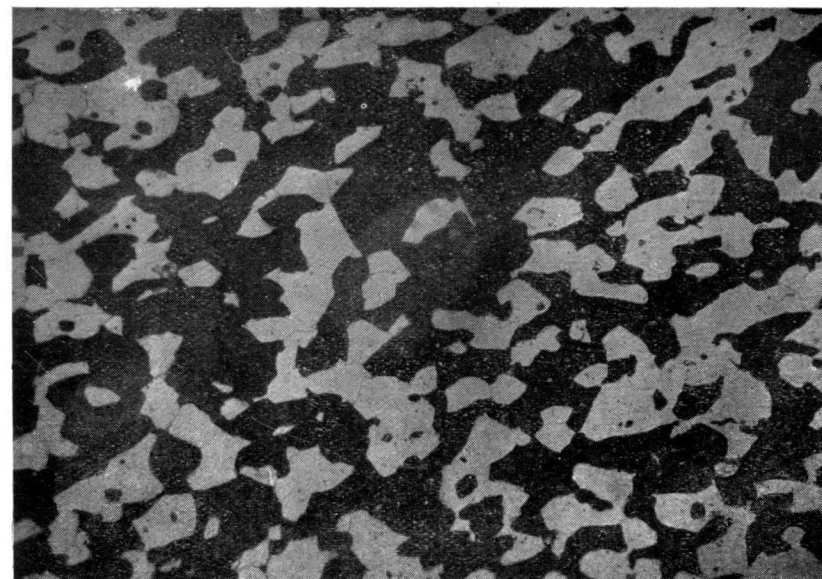
I. Pizarra anfibólica con magnetita. Corresponde a la muestra 1 A., tomada en las capas de la base del «Monte Cónico» de El Farfarat. La masa principal es Grünerita fibrosa (parte gris con cruces). Contiene también pequeños cristales de magnetita (en negro). La ley en hierro de esta roca es 16,38 %. N  $\times$  ;  $\times$  30.



II. Cuarcita pizarreña ferrífera. Corresponde a la muestra 1 B., de las capas que forman la cresta de la loma contigua al «Monte Cónico» de El Farfarat. La parte blanca es cuarzo; la negra, magnetita, y la gris rayada, anfíbol glaucófano procedente, sin duda, de la roca con cuyos detritus se formó la cuarcita. Ley en hierro, 33,06 %. N = ;  $\times$  30.

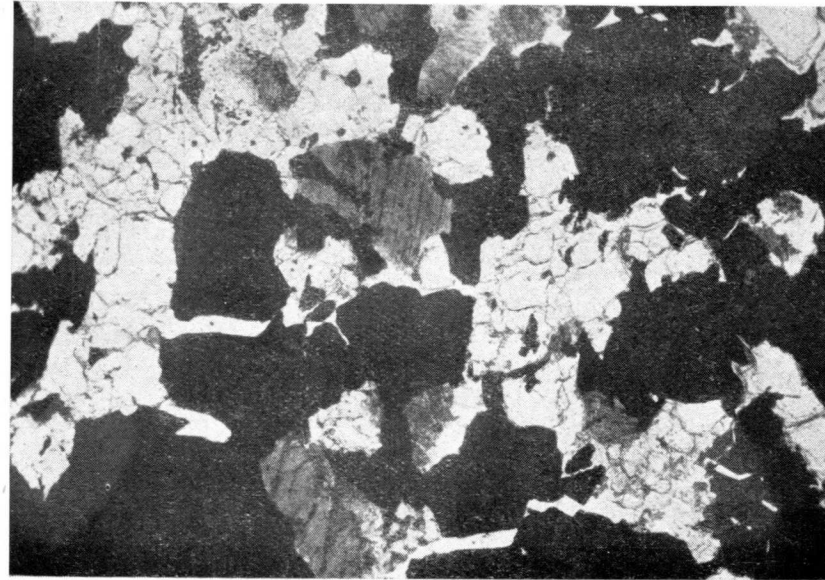


III. Cuarzita ferrífera fajeada. Corresponde a la muestra 1 C., de el Farfarat, que está recogida entre los derrubios de la ladera del «Monte Cónico» y puede ser una concentración local en las capas de donde se tomaron las muestras 1 A. o 1 B., pues ambas afloran por encima de los derrubios. Compuesta exclusivamente de cuarzo (en blanco) y de magnetita (en negro). Ley en hierro, 41-40 %. N = ;  $\times 30$ .



IV. Corresponde a la muestra 2 A., tomada en el Llano de Miyec sobre la faja de rocas ferríferas contigua al banco de calizas cristalinas. Es una cuarzita ferrífera con magnetita recristalizada. Cuarzo (en blanco) y magnetita (en negro). Ley en hierro, 39,70 %. N = ;  $\times 30$ .





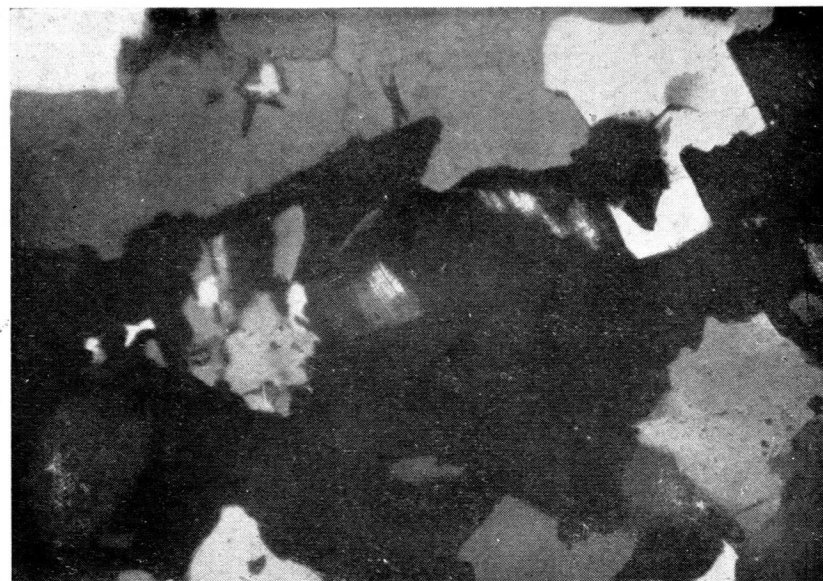
V. Muestra 3 A. del crestón de magnetita de Gleibat Laanna. Es una cuarcita ferrífera que contiene anfíboles muy alterados (partes grises, rayadas) con segregación de magnetita, sobre todo a lo largo de los cruceros; cuarzo, (en blanco) y magnetita (en negro). Las anfíboles, de origen piroclástico, pertenecen a la roca sedimentaria de la que se derivó por metamorfismo esta cuarcita ferrífera. Ley en hierro, 38,12 %.

N = ; × 30.



VI. Muestra 3 B. del crestón de Gleibat Laanna. Roca análoga a la anterior, que sólo contiene cuarzo (en blanco) y magnetita (en negro). Es, pues, una cuarcita ferrífera, pero ha sufrido un metamorfismo de presión tan intenso que los granos de cuarzo y los de magnetita están alargados y triturados, presentando los cristales de cuarzo extinción ondulante. Ley en hierro, 47,00 %.

N × ; × 30.



VII. Muestra 3 C. del crestón de magnetita de Gleibat Laanna. Como la anterior, corresponde a un trozo de mineral recogido entre los derrubios y elegido por su aparente pureza; mas, como se ve, contiene bastante cuarzo (parte blanca y gris de la preparación). La magnetita en negro. No muestra la compresión de la muestra anterior, que debe ser un fenómeno muy local. Tiene aproximadamente la misma ley en hierro que la 3 B., 46,60 %. N x ; x 100.

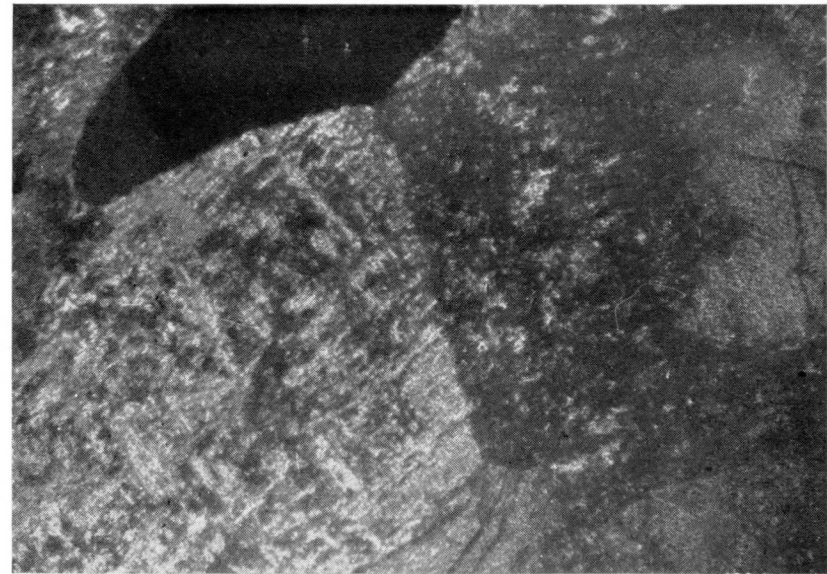


VIII. De la muestra 4 (rojo), tomada en el tercer montículo de la corrida de Gleibat Laanna. Elementos ferruginos muy alterados (en gris) que incluyen cristales de cuarzo (en blanco) que no han tenido aportación de sílice durante el proceso metamórfico y presentan el mismo tamaño que tenían en la roca sedimentaria original. Las partes negras son cristales de magnetita segregados al alterarse los elementos ferromagnesianos. La parte gris de la izquierda y sus prolongaciones a la derecha, arriba y abajo, no corresponden a ningún mineral; es falta de materia en la pre-

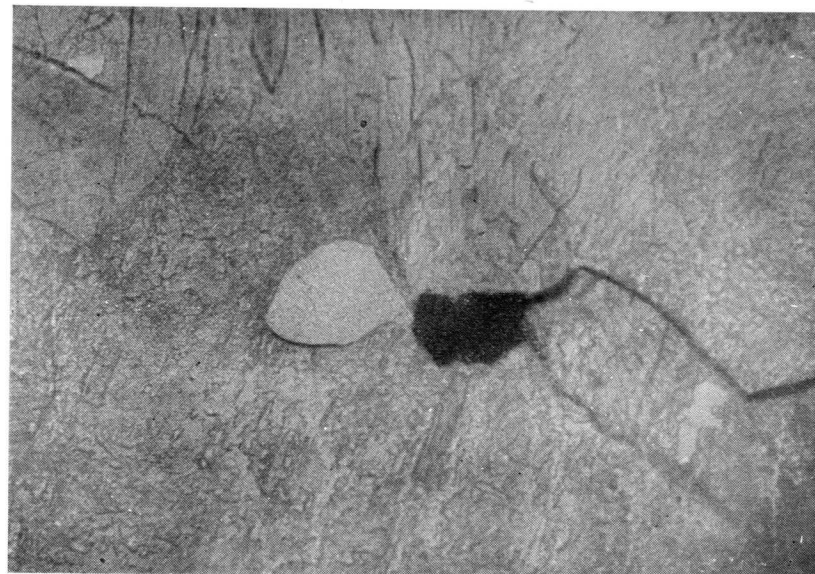




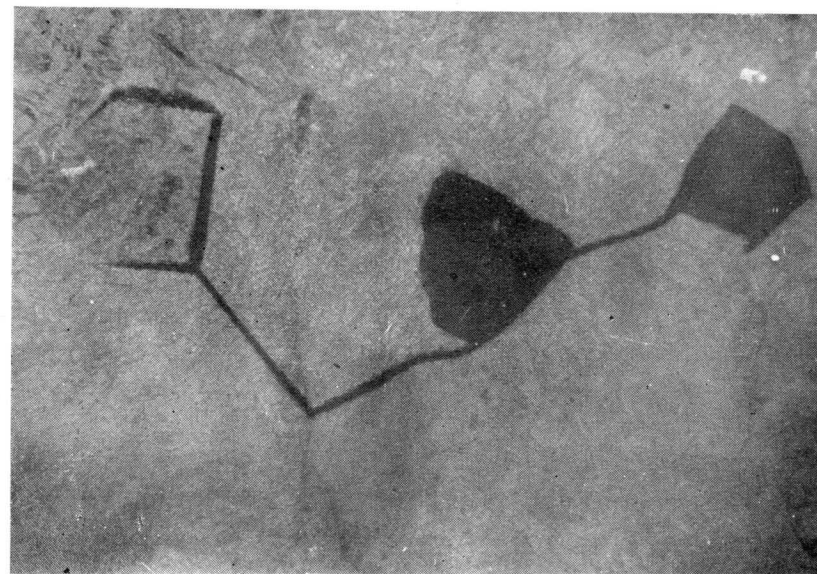
IX. Muestra 4' (rojo) tomada en el mismo montículo anterior, pero cerca de la roca hipogénica a que corresponden las microfotografías 10, 11 y 12. Magnetita de segregación magmática (como la de Auhaifrit) que engloba pequeños cristales digeridos de silicatos procedentes de la roca hipogénica. El cristal mayor, del centro, es olivino. N × ; × 30.



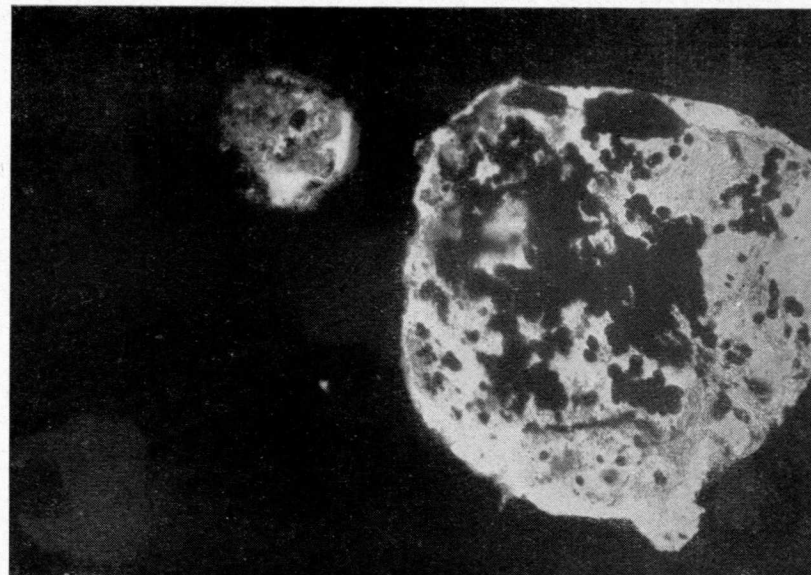
X. Muestra de roca hipogénica algo descompuesta, recogida en el tercer montículo de la alineación de Gleibat Laanna y que asoma entre pizarras anfibólicas con magnetita. Feldespatos saussuritizados ocupan la mayor parte de la preparación; una línea de macla separa las tonalidades clara y oscura. A la derecha (gris uniforme) cristales de uralita (piroxeno transformado en anfíbol). Arriba, a la izquierda, magnetita (en negro). Se trata de una eufótida o gabro saussurita. N × ; × 100.



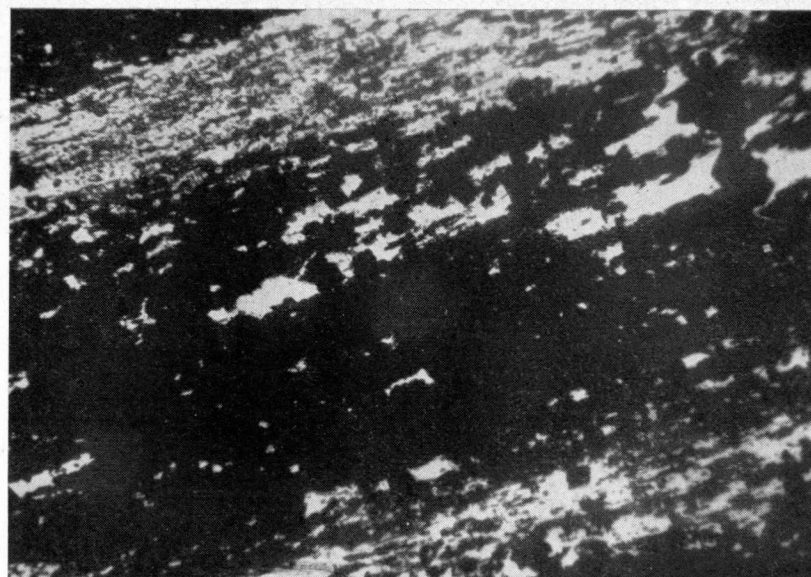
XI. Otra preparación de la roca anterior. El cristal gris claro del centro es apatito. Siguiendo la diagonal NO.-SE., cristales de uralita sobre un fondo de feldspatos saussuritizados. Secreciones de magnetita, en negro. N = ;  $\times 100$ .



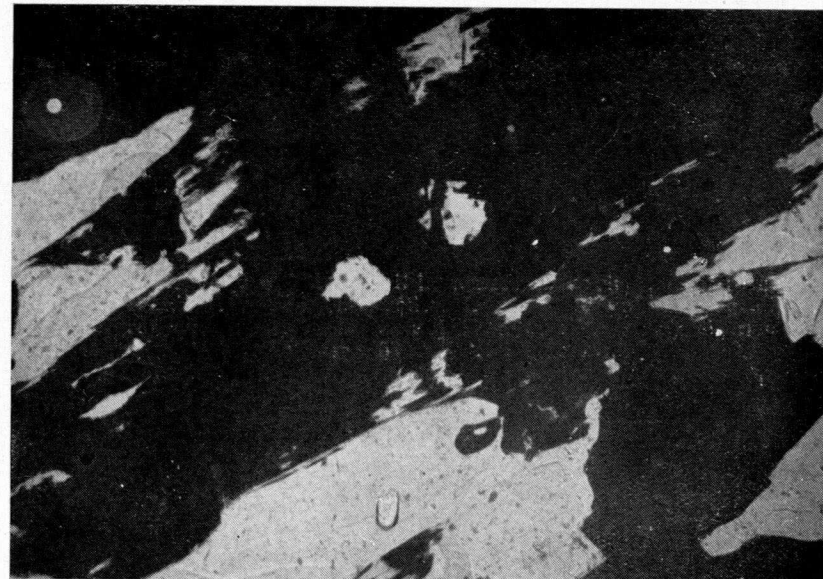
XII. Preparación de la misma roca (gabro saussuritizado) en que se ve cómo los anfíboles alterados segregan magnetita (en negro). N = ;  $\times 100$ .



XIII. Muestra 1 (verde) de Auhaifrit, tomada en un dique ferrifero que parece ser de segregación magmática. La masa principal es magnetita (en negro), que engloba, como se ve, elementos félsicos muy digeridos. Ley en hierro, 58,10 %. N = ;  $\times 100$ .



XIV. Muestra 1 A. de El Cursiat. Mineral fajeado compuesto de magnetita, oligisto y cuarzo. En la preparación se observa que ni las fajas de cuarzo están exentas de magnetita, ni las de magnetita de cuarzo. La ley en hierro es más bien baja, 29,88 %, por la gran cantidad de cuarzo que contiene. La textura fajeada parece indicar que el mineral originario fué carbonato de hierro y no silicato. N = ;  $\times 30$ .



XV. Muestra 1 (azul) de Um Rueiseim. Mineral compuesto de magnetita y olivino (en negro) y cuarzo (en blanco) con un pequeño cristal prismático de apatito en la parte central inferior. Ley en hierro, 40,26 %.  
N = ;  $\times 100$ .

se ha visto que es en realidad una pizarra anfibólica. El anfíbol dominante es la Grunerita, silicato de hierro producido por metamorfismo de los sedimentos ferríferos originarios. Contiene además esta pizarra profusión de cristales de magnetita. Su contenido en hierro es 16,38 por 100. No se trata, pues, de una mena, pero su análisis y sobre todo su estudio micrográfico ha resultado muy interesante para el estudio de la génesis de estos criaderos. La magnetita parece acumularse en algunos puntos y dar así origen a concentraciones como las que se observan en trozos de mineral esparcidos entre los derrubios de la ladera oriental del «Monte Cónico».

*Muestra 1.B.* de El Farfarat. Está tomada en las capas que forman la cresta divisoria de la loma con que se prolonga hacia el SE. el «Monte Cónico».

Se trata de una cuarcita pizarreña de color negruzco con bastante magnetita; el contenido en hierro es de 33,06 por 100, y aun cuando no constituye en realidad una mena, pues tiene el 50,80 por 100 de sílice, es susceptible de enriquecimiento por separación magnética (véase el Anejo núm. 3).

*Muestra 1.C.* de El Farfarat. Es un trozo de mineral rico, recogido entre los derrubios de la vertiente oriental del «Monte Cónico», y correspondiente a una de las concentraciones de magnetita a que nos hemos referido al tratar de la muestra 1.A. Contiene el 41,40 por 100 de hierro, pero también una fuerte proporción de sílice: 39,00 por 100.

*Muestra 2.A.* del Llano de Miyec. Está tomada en un paquete de capas ferríferas verticales que corre paralelo y contiguo a un gran afloramiento de calizas cristalinas. La faja de terreno que corresponde al asomo, y que se distingue por su coloración oscura, está regada de trozos sueltos de mineral. La muestra corresponde a uno de estos trozos que tiene aspecto de magnetita muy rica,

con grano fino y brillante; sin embargo, el análisis químico sólo ha dado el 39,70 por 100 de hierro, y es que como se aprecia en la microfotografía correspondiente, los cristales de magnetita, tienen interpuestos infinidad de granos de cuarzo, que hacen subir el contenido en sílice a 43,00 por 100.

*Muestra 3.A.* del primer crestón de Gleibat Laanna. Está tomada esta muestra en uno de los bancos que integran el crestón, y que a nuestro juicio representa el tipo medio del mineral que lo constituye. Ha dado el 38,12 por 100 de hierro y el 45,50 por 100 de sílice. En la microfotografía se ve, en efecto, que el contenido en cuarzo de este mineral es bastante elevado.

*Muestras 3.B. y 3.C.* del mismo crestón. Corresponden a trozos sueltos recogidos al pie de la escarpa oeste y son del mineral más puro que allí se ve. Han dado, respectivamente, 33,00 y 33,40 por 100 de sílice, y 47,00 y 46,00 por 100 de hierro. Se ve, pues, que se trata del mismo mineral, que se encuentra en concentraciones dentro de la masa del crestón, pero no nos fué posible descubrir ninguna capa o masa del mismo entre los diversos bancos que lo constituyen.

*Muestra núm. 4.* Se tomó en un monte situado a unos 4 kilómetros al SE. del crestón anterior, cuya masa principal es una roca ferrífera parecida a las pizarras anfíbolicas de El Farfarat (muestra 1.A), inyectada por una roca hipogénica de tipo gabro (véanse las microfotografías correspondientes). Es un trozo suelto cogido en la ladera Este no lejos de la roca hipogénica, y parece tratarse de un producto de segregación magmática. No nos fué posible descubrir en el terreno ningún asomo de este mineral. Tiene a nuestro juicio poco interés como muestra representativa de la formación ferrífera de Gleibat Laanna. Ha dado 49,84 por 100 de hierro y 20,80 de sílice.

*Muestra núm. 5.* Es un trozo suelto recogido en el afloramiento de un paquete de capas ferruginosas en el llano que se extiende al NE. del monte anterior. Tampoco puede considerarse como muestra representativa de un nivel ferrífero determinado. Dió el 43,30 por 100 de hierro y el 36,00 por 100 de sílice.

*Muestra 1.A. (blanco)* de El Cursiat. Está tomada en una capa de mineral de hierro de unos ocho metros de potencia que forma la parte alta de un montículo situado junto al camino de Ausert a Lehraicha. Caracteriza a este mineral un fino veteado de óxido de hierro y cuarzo con multitud de pequeños pliegues sumamente comprimidos. Las vetillas de cuarzo son de color rosa pálido. Parte del hierro se encuentra en estado de oligisto; el resto es magnetita. Ha dado 28,88 por 100 de hierro y 56,00 por 100 de sílice.

*Muestra núm. 1.B. (blanco)* de El Cursiat. Está tomada en el mismo sitio que la anterior, pero no en capas del mineral, sino entre los detritus que la cubren. Es una mena muy pura porque faltan en ella las vetas de cuarzo que caracterizan al conjunto de la formación. No debe considerarse, por su escasez, como muestra representativa del horizonte ferrífero en que aparece. Ha dado 67,68 por 100 de hierro, y sólo 2,40 por 100 de sílice.

*Muestra núm. 1 (verde).* Procede de los asomos de Auháifrit y es producto probablemente de segregación magmática, pues a más de estar compuesta casi exclusivamente de magnetita contiene residuos de descomposición de un feldespatos imposible de determinar, pero que debe ser resto de la roca hipogénica que dió origen a la segregación. Tiene el 58,10 por 100 de hierro.

*Muestra núm. 1 (azul).* Procede del monte de Um Rueiseim, último asomo ferrífero encontrado en el itinerario de Auháifrit a Aargub. Es un mineral de riqueza superior a la media del que se encuentra en dicho monte,



que suele estar más cargado de sílice. Consta de magnetita y oligisto. La muestra ha dado 40,26 por 100 de hierro y 40,60 por 100 de sílice.

Para tener una media de las muestras representativas de las capas ferríferas reconocidas conviene eliminar la núm. 1.A (rojo) por tratarse de una roca; la 1.B (blanco) por ser un mineral de riqueza excepcional y del que se encuentra muy pequeña cantidad, y la núm. 1 (verde) de Auhafrit que pertenece a una formación de tipo distinto de las demás y que no parece tener gran desarrollo, tomando sólo en consideración las 1.B. (rojo), 1.C. (rojo), 2.A. (rojo), 3.A. (rojo), 3.B. (rojo), 3.C. (rojo), 4 (rojo), 5 (rojo), 1.A. (blanco) y 1 (azul); en total nueve, que dan una media de 40,82 por 100 de hierro y 39,81 por 100 de sílice.

Los certificados de análisis extendidos por el Jefe del Laboratorio y Profesor de Química Analítica de la Escuela de Minas D. Laureano Menéndez Pujet se transcriben a continuación.

Núm. 1. A. (marca roja)	El Farfarat
Sílice .....	78,00 %
Hierro.....	16,38 %
Núm. 1. B. (marca roja)	El Farfarat
Sílice .....	50,80 %
Hierro.....	33,06 %
Núm. 1. C. (marca roja)	El Farfarat
Sílice .....	39,00 %
Hierro.....	41,40 %
Núm. 2. A. (marca roja)	Llano de Miyec
Sílice .....	43,00 %
Hierro.....	39,70 %
Núm. 3. A. (marca roja)	Gleibat Laanna
Sílice .....	45,50 %
Hierro.....	38,12 %
Núm. 3. B. (marca roja)	Gleibat Laanna
Sílice .....	33,00 %
Hierro .....	47,00 %
Núm. 3. C. (marca roja)	Gleibat Laanna
Sílice .....	33,40 %
Hierro .....	46,60 %

Núm. 4. (marca roja)	Crestones de Gleibat Laanna
Sílice .....	20,80 %
Hierro .....	49,84 %
Núm. 5. (marca roja)	Llano al N. de Gleibat Laanna
Sílice .....	36,00 %
Hierro .....	42,30 %
Núm. 1. A. (marca blanca)	El Cursiat
Sílice .....	56,00 %
Hierro .....	29,88 %
Núm. 1. B. (marca blanca)	El Cursiat
Sílice .....	2,40 %
Hierro .....	67,68 %
Núm. 1. (marca verde)	Auhafrit.
Sílice .....	1,20 %
Hierro .....	58,10 %
Núm. 1. (marca azul)	Um Rueiseim
Sílice .....	40,60 %
Hierro .....	40,26 %

### Anejo núm. 2.

#### ESTUDIO MACROGRÁFICO DE LAS MENAS DE HIERRO DEL SAHARA ESPAÑOL

Al Ingeniero de la Empresa Nacional «Adaro», señor Febrel, especializado en el estudio de rocas al microscopio, se deben las preparaciones cuyas fotografías figuran en este Anejo, y también la interpretación del metamorfismo experimentado por los minerales que en ellas aparecen. Este estudio aclara sobremanera la génesis de los criaderos de hierro del Sahara español, y los resultados obtenidos concuerdan con los datos recogidos y observaciones hechas sobre el terreno al examinar las formaciones ferríferas.

Varias consecuencias importantes se derivan del examen de dichas preparaciones:

1.<sup>a</sup> El mineral de hierro predominante en estos cria-

deros es la magnetita y casi puede decirse que el único existente.

2.ª Esta magnetita procede de la alteración de silicatos de hierro (anfíboles), productos a su vez del metamorfismo de los sedimentos ferrosos originarios.

3.ª Los sedimentos originarios debieron estar constituidos por algún silicato ferroso hidratado del tipo «greenalita»; pero sin excluir la posibilidad de que en algún caso (El Cursiat) el primer depósito fuera carbonato de hierro.

4.ª Algunas de las menas recogidas (Auhafrit, monículo 3.º de la corrida de Gleibat Laanna) son producto de segregaciones magmáticas de rocas básicas (gabros). Los depósitos de este tipo de menas son más restringidos, y, al parecer, de escasa importancia.

5.ª Todas las menas de que recogimos muestras en las formaciones ferríferas del Sahara español, a excepción de las indicadas en el párrafo anterior, contienen una elevada proporción de sílice, que hace bajar mucho la ley en hierro.

### *Anejo núm. 3.*

#### ENSAYOS DE CONCENTRACIÓN SOBRE VARIAS MUESTRAS DE MINERAL DE HIERRO DEL SAHARA ESPAÑOL

Este trabajo, solicitado por la Empresa Nacional «Adaro», ha sido efectuado con objeto de determinar, mediante una serie de ensayos de tanteo, las posibilidades de concentración de los minerales de hierro del Sahara español.

*El mineral.*—Los ensayos se han llevado a cabo sobre

siete muestras de mineral de distintos tipos, que llevan las siguientes designaciones: «1.B. rojo», «1.C. rojo», «2.A. rojo», «3.A. rojo», «3.B. rojo», «1.A. blanco» y «1 azul».

El material de cada muestra se compone de dos partes, una que nos ha sido entregada por el Laboratorio de Análisis Químico, sobrante de la utilizada por ellos, y otra que se nos ha entregado directamente.

Las cantidades de muestra sobre las que se ha operado, son del orden de unos 300 gramos.

*Granulometría.*—Al objeto de determinar la naturaleza de la mineralización y la forma y tamaño en que se presentan los distintos componentes de cada muestra, se ha procedido a efectuar un análisis granulométrico sobre cada una de ellas.

La marcha seguida ha consistido en cribar el mineral previamente molido a un tamaño inferior a 1,5 mm., por la serie de tamices de la escala DIN comprendida entre 1,5 mm. y 0,04 mm. y observar después al microscopio cada uno de los tamaños así obtenidos.

Estos análisis han puesto de manifiesto lo siguiente:

1.º Las principales especies mineralógicas que integran las distintas muestras son las siguientes: magnetita, hematites, cuarzo y silicatos. En la muestra «1.A blanco» hay también oligisto. De todas las especies citadas, la magnetita es la especie metálica más abundante, pues la hematites se encuentra, en general, en muy pequeña proporción.

El cuarzo constituye la ganga predominante en todas las muestras y los silicatos se presentan en bastante menor proporción y en cantidades variables según las muestras.



2.º El tamaño práctico de liberación de las especies ferríferas es, para cada muestra, el siguiente:

MUESTRA	Tamaño de liberación
1. B (rojo) .....	0,075 mm.
1. C (rojo) .....	0,075 »
2. A (rojo) .....	0,20 »
3. A (rojo) .....	0,20 »
3. B (rojo) .....	0,25 »
1. A (blanco) .....	0,20 » Una gran parte de la ganga se libera a 1,5 mm.
1. (azul) .....	0,50 »

Estos son, pues, los tamaños de la molienda que es necesario emplear con cada muestra.

*Ensayos de separación magnética.*—Dada la composición de estos minerales, el sistema más conveniente que cabe emplear para efectuar la concentración del hierro (magnetita) es sin duda el magnético.

Para determinar los resultados que con su empleo podrán obtenerse, se han efectuado diversos ensayos partiendo de cada una de las muestras molidas a los tamaños indicados anteriormente y empleando una separadora electromagnética de tipo de laboratorio para trabajar en seco.

Los ensayos han puesto de manifiesto, como era de esperar, que el empleo de la separación magnética en seco, no es posible con un material tan fino (inferior a 0,25 mm.) en el que abundan los slams.

La muestra «1. azul», no obstante su mayor tamaño (0,50 mm.), tampoco es apta para el tratamiento en seco.

La muestra «1.A. blanco», por la naturaleza gruesa de una gran parte de la ganga, permite efectuar la eliminación previa de ésta, mediante moliendas de 1,5 milímetros, y en este caso los tamaños comprendidos entre 1,50 y 0,25 mm. son susceptibles de separación en seco.

Ante la imposibilidad de operar con una separadora magnética de tipo húmedo, única que estimamos adecuada para el tratamiento de esta clase de minerales, hemos efectuado nuevos ensayos con la separadora en seco, pero procediendo a someter el mineral a un deslamado previo, posterior a la molienda. Este deslamado se ha efectuado lavando el mineral y eliminando por decantación las partículas más finas, que son las que dificultan la movilidad de los granos de mineral en la separadora, impidiendo su separación. El mineral deslamado así, se ha secado y se ha llevado a la separadora, obteniéndose para cada muestra de mineral los siguientes resultados:

*Muestra «1. B. rojo»*

PRODUCTOS	Pesos por 100	Ley por 100		Rendimiento por 100	
		Fe•	SiO <sub>2</sub>	Fe	SiO <sub>2</sub>
Slams.....	38,73	17,94	75,31	21,02	57,42
Parte magnética....	34,50	65,15	7,47	67,99	9,49
Parte no magnética..	26,77	13,58	62,80	10,99	33,09
	100,09	33,06	50,80	100,00	100,00

*Muestra «1. C. rojo»*

PRODUCTOS	Pesos por 100	Ley por 100		Rendimiento por 100	
		Fe	SiO <sub>2</sub>	Fe	SiO <sub>2</sub>
Slams.....	48,05	28,97	55,64	33,63	68,56
Parte magnética....	36,12	59,70	14,14	52,09	13,09
Parte no magnética..	15,83	37,35	45,20	14,28	18,35
	100,00	41,40	39,00	100,00	100,00

*Muestra «2. A. rojo»*

PRODUCTOS	Pesos por 100	Ley por 100		Rendimiento por 100	
		Fe	SiO <sub>2</sub>	Fe	SiO <sub>2</sub>
Slams.....	17,64	9,35	38,63	16,99	15,85
Parte magnética.....	44,11	62,32	24,80	60,19	25,44
Parte no magnética..	38,25	14,11	66,00	22,82	58,71
	100,00	38,12	43,00	100,00	100,00

*Muestra «3. A. rojo»*

PRODUCTOS	Pesos por 100	Ley por 100		Rendimiento por 100	
		Fe	SiO <sub>2</sub>	Fe	SiO <sub>2</sub>
Slams.....	16,20	9,35	82,95	3,98	29,53
Parte magnética.....	51,40	62,32	12,20	84,03	13,78
Parte no magnética..	32,40	14,11	79,10	11,99	56,69
	100,00	38,12	45,50	100,00	100,00

*Muestra «3. B. rojo»*

PRODUCTOS	Pesos por 100	Ley por 100		Rendimiento por 100	
		Fe	SiO <sub>2</sub>	Fe	SiO <sub>2</sub>
Slams.....	20,31	27,90	15,40	13,49	21,39
Parte magnética.....	54,70	59,25	16,60	77,16	23,89
Parte no magnética..	24,99	15,70	83,20	9,35	54,72
	100,00	42,00	38,00	100,00	100,00

*Muestra «1.A. blanco».*

Esta muestra se compone de franjas mineralizadas intercaladas entre otras de cuarzo limpio, cuya liberación puede efectuarse en gran parte, como ya se ha dicho, moliendo a 1,5 mm. Las franjas mineralizadas se com-

ponen de magnetita y oligisto de grano muy fino, menor de 0,20 mm., íntimamente mezclados con cuarzo.

En atención a esta especial composición se ha efectuado una primera concentración, moliendo el mineral a 1,5 mm. para eliminar el estéril y la parte magnética resultante se ha remolido a menos de 0,20 mm. pasándose nuevamente por la separadora después de deslamada.

Los resultados totales obtenidos en la separación magnética han sido los siguientes:

PRODUCTOS	Pesos por 100	Ley por 100		Rendimiento por 100	
		Fe	SiO <sub>2</sub>	Fe	SiO <sub>2</sub>
Slams.....	13,85	3,84	89,73	1,78	22,19
Parte magnética.....	30,78	64,89	7,00	66,84	3,85
Parte no magnética..	55,37	16,93	74,80	31,38	73,96
	100,00	29,88	56,00	100,00	100,00

*Muestra «1. azul»*

PRODUCTOS	Pesos por 100	Ley por 100		Rendimiento por 100	
		Fe	SiO <sub>2</sub>	Fe	SiO <sub>2</sub>
Slams.....	11,11	4,35	34,85	12,02	9,54
Parte magnética.....	40,74	68,28	3,40	69,09	3,41
Parte no magnética..	48,15	15,80	73,40	18,89	87,05
	100,00	40,26	40,60	100,00	100,00

Resumiendo los datos de todos estos ensayos se llega al siguiente cuadro, en el que se indican los pesos, las leyes y rendimiento de los concentrados magnéticos obtenidos:

MUESTRA	Pesos por 100	Ley por 100		Rendimiento por 100	
		Fe	SiO <sub>2</sub>	Fe	SiO <sub>2</sub>
r. B. (rojo).....	34,50	65,15	7,40	67,99	9,49
1. C. (rojo).....	36,12	59,70	14,14	52,09	13,09
2. A. (rojo).....	44,11	54,17	24,80	60,19	25,44
3. A. (rojo).....	51,40	62,32	12,20	84,03	13,78
3. B. (rojo).....	54,70	59,25	16,60	77,16	23,89
1. A. (blanco).....	30,78	64,89	7,00	66,84	3,85
1. (azul).....	40,74	68,28	3,40	69,09	3,41
	41,76	61,96	12,22	68,19	13,28

El examen al microscopio de los distintos productos de la separación magnética, pone de manifiesto que en las muestras «1.C. rojo», «2.A. rojo» y «3.B. rojo», la molienda empleada ha sido insuficiente, pues con el concentrado, o parte magnética, se separan algunos granos mixtos.

Tanto en los slams como en la parte no magnética hay bastante hierro, en su mayor parte magnetita, que no han podido separarse a causa del sistema de concentración en seco que ha sido preciso emplear.

En la práctica y con el empleo de separación magnética en húmedo, estimamos que podrán obtenerse concentrados con una ley del 65 por 100 de hierro y rendimientos superiores al 75 por 100.

*Conclusión.*—De todo lo anteriormente expuesto se deduce que la concentración de estos minerales es posible, pero su realización práctica no la consideramos económica en atención al elevado coste de la molienda que es necesario emplear.

Madrid, 24 de diciembre de 1951.

## BIBLIOGRAFÍA

- CHARLES KENNETH LEITH: *Genesis of Lake Superior iron ores*. «Economic Geology», vol. 1, 1906.
- C. K. LEITH and E. C. HARDER: *Hematite ores of Brazil and a comparison with Hematite ores of Lake Superior*. «Economic Geology», vol. 6, 1911.
- N. H. WINCHELL: *Progress of opinion as to the origin of the Lake Superior iron ores*. «Bulletin of the Geological Society of America», vol. 23, 1912.
- C. K. LEITH: *The Geology of the Cuyuna iron Range, Minnesota*. «Economic Geology», vol. 2, 1907.
- CARL ZAPFEE: *The effects of a basic intrusion on a Lake Superior iron-bearing formation*. «Economic Geology», vol. 7, 1912.
- M. E. SAUVAGE: *Notice sur les minerais de fer du Lac Supérieur*. «Annales des Mines», vol. 8, 7.<sup>a</sup> Série, 1875.
- M. A. BACHELLERY: *Les mines de fer de Minnesota (EE. UU.)* «Annales des Mines», vol. 18, 9.<sup>a</sup> Série, 1900.

El Centenario del Instituto Geológico de Austria

POR

JOAQUIN GOMEZ DE LLARENA

(Instituto «Peñaflorida», San Sebastián)

JOAQUIN GOMEZ DE LLARENA  
(Instituto «Peñaflorida», San Sebastián)

## EL CENTENARIO DEL INSTITUTO GEOLOGICO DE AUSTRIA

En los días 12 a 23 del pasado mes de junio de 1951, el Instituto Geológico de Austria («Geologische Bundesanstalt», literalmente traducido «Instituto Federal Geológico», que, para mayor claridad y por su absoluta analogía con nuestro Instituto Geológico y Minero de España traduzco como antecede) ha conmemorado el centenario de su creación, a la vez que ha vuelto a abrir sus puertas, cerradas desde 1945 a consecuencia de las graves destrucciones padecidas en parte de su edificio, biblioteca, laboratorios y colecciones durante la pasada contienda. Los actos académicos y sociales, celebrados en Viena, han sido acompañados por breves excursiones alrededor de esta ciudad y por una larga excursión final a través de los Alpes austríacos. El propósito del Instituto de celebrar su centenario al cumplirse el siglo de su fundación (15 de noviembre de 1849) se vió retrasado por la amplitud de las obras de reparación, que no pudieron terminarse hasta bien entrado el año 1951.

He asistido a los actos del centenario y he tomado parte en la excursión alpina en compañía del profesor Jaime Marcet, de la Universidad de Barcelona. El Consejo Su-

perior de Investigaciones Científicas me confió la honrosa misión de representarlo en tales actos conmemorativos. Debo agradecer desde aquí al Consejo las facilidades para cumplirla. Asimismo, expreso mi reconocimiento al Excelentísimo señor don José García Siñeriz por el encargo de representar en Viena al Instituto Geológico y Minero de España, honor compartido con el profesor Marcet.

En lo que sigue, expongo un breve relato de los actos del centenario, de las excursiones alrededor de Viena y de la excursión alpina. Incluyo después un esquema histórico del Instituto Geológico de Austria y de la Escuela Superior de Minas de Leoben, que, fundada en el mismo año que aquél, pudo celebrar sin dificultad su centenario en 1949, por suerte alejada del teatro de las duras luchas de esta última guerra mundial.

Mis relaciones personales con los colegas austríacos datan ya de la época de estudiante de Geología en las Universidades alemanas (Jena, Francfort del Main, Berlín), durante la cual tuve ocasión de conocer ciudades y montañas del hermoso país alpino. Con íntima satisfacción recibí la amable invitación del doctor Heinrich Küpper, actual director del Instituto Geológico de Austria, dirigida por intermedio del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, para que asistiera a los actos del centenario. Tal invitación reiteraba la ya hecha anteriormente por el entonces director, profesor doctor Gustav Göttinger.

#### LOS ACTOS DEL CENTENARIO EN VIENA

Viena, la hermosa y extensa ciudad, poseedora de bellas construcciones arquitectónicas, monumentos y parques, que señalan un continuo desarrollo artístico a lo lar-

go de su dilatada historia, ha sufrido importantes daños en esta segunda guerra mundial, pero se recupera rápidamente. De los centros que más relación tienen con nuestra Ciencia: Universidad, Escuela Técnica Superior, Instituto Geológico y Museo de Historia Natural, sólo este último ha permanecido intacto. En la Universidad, no

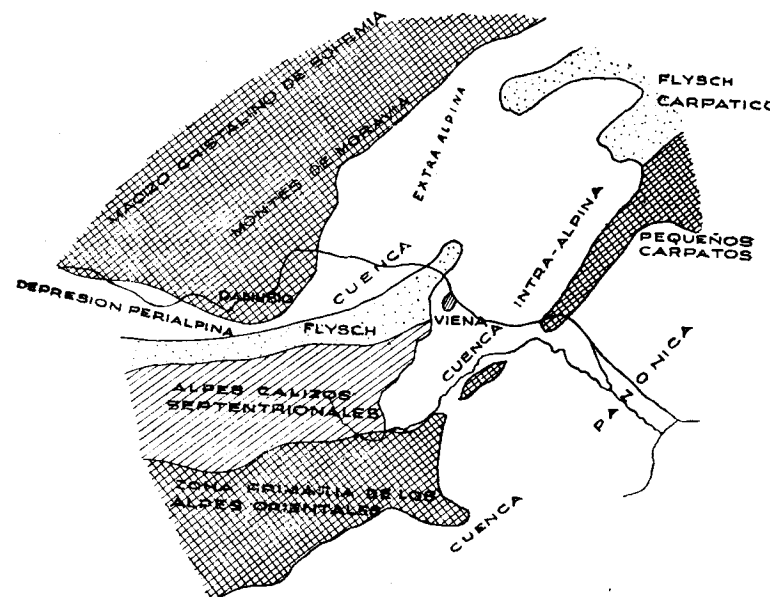


Fig. 1.—Carta estructural esquemática de la cuenca de Viena. (M. Gignoux: «Géologie stratigraphique», 1943, fig. 130).

lejos de él, fueron destruidos los Institutos de Geología y Mineralogía. En el Instituto Geológico de Austria, situado a más de dos kilómetros del Museo, quedó en ruinas una gran parte de sus cuartos de trabajo, biblioteca y colecciones. Una penosa labor de descombro ha ido poniendo en orden el material, a la vez que nuevas recolecciones han sustituido parte del destruido. El edificio principal del Instituto es el antiguo palacio del príncipe Ra-

sumofsky, embajador de Rusia durante el famoso Congreso europeo de Viena de 1815. Conserva todavía el clásico estilo de la época en que fué construído, pero adaptado de modo inteligente a la actual misión que le incumbe. La gran sala central, antes ocupada por parte de las colecciones regionales, ha vuelto a recuperar el rango de sus primeros tiempos al quedar destinada a los actos de especial solemnidad.

En esta sala, en la mañana del día 12 de junio de 1951, reunidos los geólogos nacionales y extranjeros que habían podido acudir a Viena, fueron saludados por el doctor F. Hurdes, ministro de Enseñanza. A continuación, el director del Instituto, doctor H. Küpper, en una conferencia, expuso la actual situación de los estudios geológicos en Austria. Después de los saludos de distintos delegados extranjeros y de proclamar los honores concedidos a varios hombres de ciencia, el ministro de Comercio y Reconstrucción, doctor E. Kolb, inauguró la Exposición de las «Publicaciones geológicas en Austria desde 1945». Labor admirable, de perfección y abundancia de elementos, que no hace sospechar las dificultades por las que ha pasado el país desde el momento en que aquélla se inició. El primer acto de la tarde de este día fué la inauguración del busto de Eduardo Suess, que se yergue en medio de un pequeño jardín al lado del Instituto. En homenaje al más famoso geólogo austríaco, diversos oradores del país tomaron la palabra durante el acto. Poco después, el entonces alcalde de Viena, actual Presidente de la República Federal, doctor Körner, recibió en la gran sala de fiestas del nuevo Ayuntamiento a los delegados extranjeros.

El día 13 de junio fué destinado a la presentación de los trabajos referentes al tema: «Geología práctica de Aus-

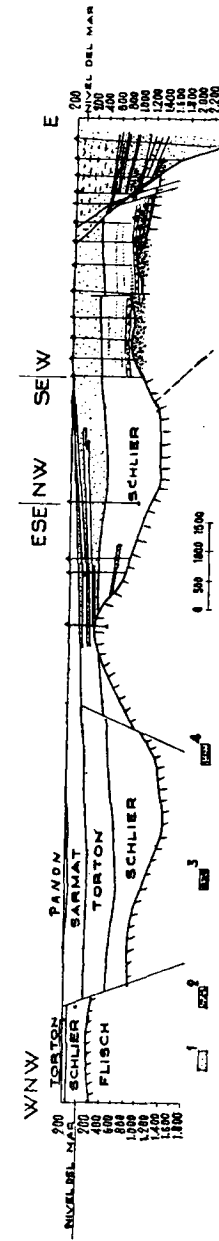


Fig. 2.—Corte geológico de la cuenca intraalpina de Viena.

Explicación de los signos: 1, Arenas. 2, Margas con marga arcillosa. 3, Margas con escombros de bloques. 4, Arenas petrolíferas.

tria». Expongo aquí los autores y títulos de las comunicaciones:

Ingeniero diplomado K. Lechner: «Resultados en el estudio de las rocas y tierras».

Profesor doctor W. E. Petrascheck: «Carbonización, ondas sísmicas y fuerza orogénica».

Profesor doctor L. Waldmann: «Antiguas explotaciones de minerales ferruginosos en el distrito forestal del Norte».

Doctor O. Schmidegg: «Los yacimientos salinos de Hall en la estructura geológica del Karwendel».

Doctor R. Grill: «Sobre el estado actual de las investigaciones en las cuencas terciarias de Austria».

Profesor doctor A. Till: «Edafología agrícola y forestal en Austria».

Doctor A. Ruttner: «La geología de los yacimientos carboníferos de la Austria baja y del Burgenland».

Profesor doctor E. Hofmann: «La Paleobotánica al servicio de la Geología y Minería».

En una sesión especial de la Sociedad Geológica de Viena, el profesor doctor O. Kühn disertó sobre: «El estado actual de los conocimientos paleontológicos del mioceno de Viena».

Y el doctor H. Zapfe sobre: «Hallazgos de *Pliopithecus* en el relleno mioceno de las grietas en Neudorf an der March».

El jueves, 14 de junio, se dedicó a las «Conferencias sobre los problemas geológicos de Austria». Aquéllas fueron:

Profesor doctor L. Kober: «Estructura atómica y Geología».

Profesor doctor K. Metz: «Tectónica y metamorfismo en la zona de la grauwaca de Seckau».

Consejero profesor doctor K. Mader: «Las mediciones gravimétricas del Servicio Federal de Pesas y Medidas».

Profesor doctor Ch. Exner: «Problemas geológicos de los Altos Tauern».

Consejero profesor doctor G. Götzinger: «Flysch».

Doctor S. Prey: «Flysch y Helvético».

Doctor ingeniero G. Hiesleitner: «La zona ofiolítica dinárica en los Alpes orientales».

Director doctor A. Thurner: «El paleozoico de Murau».

Por la tarde, en la Sociedad Mineralógica de Austria, que celebraba también el cincuentenario de su fundación, el doctor W. F. Foshag, miembro de la Smithsonian Institution of Washington, proyectó una película en colores del volcán de Parícutín (Méjico), que recoge una suma de interesantes fenómenos registrados y captados por él a lo largo de varios años de asidua observación.

El viernes, 15, quedó destinado a dos excursiones por las cercanías de Viena. La excursión A tenía por objeto el reconocimiento de la cuenca terciaria de Viena en su parte Norte. Las investigaciones en busca de yacimientos petrolíferos, los sondeos de gran profundidad y el empleo de los nuevos métodos geofísicos y micropaleontológicos han hecho posible la más detallada división estratigráfica de los depósitos terciarios y cuaternarios que rellenan la extensa depresión. La excursión se dirigió hacia los puntos en donde los distintos tramos aparecían con mayor claridad.

El fondo de la cuenca vienesa se halla formado por



potentes series del flysch cretácico-eoceno, plegado y fallado. Su relieve es pronunciado, y queda dividido en cuencas separadas por elevadas crestas. Todo este relieve está sepultado bajo los sedimentos terciarios, marinos en su mayor parte. Los sondeos permiten suponer que el tramo más profundo, el helveciense, alcanza 800 metros de potencia. El tortoniense, que unas veces reposa concordante sobre el helveciense y otras yace directamente sobre el flysch, llega, hasta ahora, a tener un espesor de 1.200 metros. En el sarmatiense se han medido 1.100 metros. Por último, en el panoniense (pontiense), la sonda penetra hasta 1.250 metros de profundidad. La estructura tectónica se revela así impuesta por las fallas, que fragmentan la primitiva cuenca prehelveciense. El esquema de la figura 1 resume la constitución geológica del extremo E. de los Alpes, que terminan en la cuenca terciaria de Viena.

Varios son los horizontes de la cuenca vienesa en su parte Norte que contienen depósitos petrolíferos: areniscas eocenas del substratum, capas de la base del helveciense, arenas y areniscas sarmatienses y tortonienses. La figura 2 muestra un corte geológico con niveles petrolíferos.

Las formaciones sedimentarias de la cuenca de Viena están, en su mayor parte, datadas por fósiles bien conservados.

La excursión B, realizada también el día 15, tuvo por objeto el reconocimiento de la parte Sur de la cuenca de Viena y de los terrenos que forman su contorno. El tema dominante en esta excursión fué la tectónica, sobre todo marginal, si bien hubo también ocasión de estudiar la composición estratigráfica del centro de la cuenca. En los depósitos fluviales de la época pleistocena se distinguen di-

versos niveles de terrazas referibles a las cuatro fases clásicas del glaciario cuaternario de Penck.

Después se visitaron las termas de Baden, al sur de Viena, que muestran su relación con las fallas del borde de la cuenca. Más tarde, desde un punto elevado del borde de la cuenca, se pudo contemplar el panorama, en donde se destacan los distintos elementos morfológicos hasta el lejano horizonte del macizo paleozoico cristalino bohemio. El reconocimiento de la estructura tectónica de esta región permite ver la serie de cinco fases orogénicas que se han ido sucediendo durante el terciario medio y superior que, interferidas por transgresiones marinas, hacen adquirir una gran complejidad a la cuenca vienesa.

El episodio más importante que se reconoce en la excursión es el continuo hundimiento que la cuenca ha debido experimentar desde el helveciense superior, lo cual dió lugar al depósito de terrenos con un espesor próximo a los dos kilómetros, sin que por lado alguno se encuentre una emisión de materiales hipogénicos que compensaran el gran volumen ocupado por los sedimentos. La cuenca vienesa, que interrumpe así el gran arco montañoso alpino y separa los Alpes de los Cárpatos en un tiempo unidos, constituye un problema de geología endógena, aun sin explicación plausible.

El sábado, 16 de junio, fué dedicado a la visita de la catedral de San Esteban, también deteriorada por la guerra y ahora en activa restauración. El profesor doctor A. Kieslinger, de la Escuela Técnica Superior de Viena, especialista en meteorización de las rocas y colaborador en las obras de restauración de la catedral, mostró a los congresistas distintos lugares del sagrado templo e interesantes aspectos de la disgregación de las rocas que to-

man parte en la grandiosa edificación. El profesor Kieslinger es autor de una obra, *Die Steine von St. Stephan*, en la que, adornada con magníficas ilustraciones, se trata por extenso tan importante tema. El doctor H. Küpper, desde lo alto de la torre, explicó el extenso panorama que se divisaba en torno.

En la tarde de este día, en la gran sala de fiestas del Instituto, tuvo lugar la solemne sesión de clausura de los actos en Viena del centenario. Un concierto de música clásica dado por una afamada orquesta fué seguido de discursos. Al terminar los actos oficiales, el profesor Marcet y yo fuimos presentados al doctor Félix Hurdes, ministro de Enseñanza, quien tuvo frases amables para España.

A los actos del centenario del Instituto Geológico de Austria han acudido representantes del extranjero, los que, sumados a los del propio país, dan un total de 250 congresistas. El grupo más numeroso después del austríaco era el alemán, pero por razones políticas no pudo reunirse con el resto de los participantes en la excursión alpina hasta Gmunden. Los demás países representados fueron: Bélgica, Dinamarca, España, Estados Unidos de Norteamérica, Finlandia, Francia, Holanda, Italia, Noruega, Suecia, Suiza, Turquía y Yugoslavia.

#### LA EXCURSIÓN POR LOS ALPES DE AUSTRIA

Una gran expectación reinaba entre los congresistas cuando en las primeras horas de la mañana del domingo, día 17 de junio de 1951, se fueron reuniendo en uno de los grandes parques del centro de Viena para emprender poco después, sentados en cómodos autocares modernos, la marcha hacia el Oeste. Tres grandes autobuses y va-

rios coches particulares componían la expedición al salir de Viena. En Gmunden, al reunirse los colegas alemanes al resto de los congresistas, se agregó otro autocar. La excursión se ha desarrollado sin incidente digno de mención, durante los días 17 a 23. El tiempo ha sido magnífico, la visibilidad perfecta, sólo interrumpida por un breve rato de lluvia al mediodía del 19. La elevada temperatura del mes de junio ha favorecido el paso de los puentes, pero la gran cantidad de nieve caída hasta poco tiempo antes hizo necesario que las máquinas barrenieves despejaran la carretera a uno y otro lado de los varios túneles que atraviesan las cadenas del macizo del Grossglockner, el más elevado de los cruzados por los excursionistas.

*Día 17.*—De Viena a Gmunden. *Antepaís alpino y borde meridional del Macizo Bohemio.* Se cruza primero el flysch de la Selva de Viena (Wiener Wald) y se alcanza la zona de la molasa. La carretera se desarrolla al borde del ancho valle del Danubio. Del flysch no podemos observar nada digno de mención, como en cambio tendremos ocasión de ver al día siguiente. «Molasa» es el término general con que los geólogos alpinos designan los depósitos terciarios, constituidos por sedimentos poco consolidados (conglomerados—que los suizos llaman Nagelfluh—, areniscas feldespáticas y margas arenosas) y que aparecen rodeando los macizos alpinos. Su facies predominante es la fluvial, pero en esta zona, desde San Pölten, Melk, Linz, Wels, hasta cerca de Gmunden, ofrece una composición mucho más variada, correspondiendo a los tramos estratigráficos que la forman. El oligoceno comienza con una serie de arenas y areniscas neríticas (Linz, Melk, lugares típicos), arcillas de facies salobre o límnicas con *Cyrena* (Melk), arcillas abigarradas, que luego se cor-

vierte en una potente serie marina, la cual en Wels alcanza más de 650 metros. El mioceno reposa discordante, en extensa transgresión, sobre el oligoceno, que en algunos puntos ha sido perforado por la sonda en un espesor de más de 1.200 metros (Eisenhub). Los tramos dominantes son el burdigaliense y el helveciense inferior. Es célebre el yacimiento burdigaliense de Eggenburg por su riqueza en fósiles. Sobre el mioceno marino yacen las capas del mioceno superior, límnic-fluviales y el plioceno continental. La molasa está en su borde plegada y en su interior horizontal, pero afectada por dislocaciones de tipo vertical dominante.

En las paradas que se hacen en el terciario obtenemos algunas fotografías de fenómenos de disgregación de las areniscas de la molasa y recogemos escamas de la pequeña sardina *Meletta* en las margas oligocenas cerca de Enns. Este fósil es, al parecer, indicio de la presencia no lejana de horizontes petrolíferos.

El macizo cristalino bohemio cruza aquí y allá el valle del Danubio y se acerca al borde N. de los Alpes calizos. La carretera lo corta y pone al descubierto la variada constitución petrográfica de las rocas que lo forman: granitos, dioritas, granulitas con menudos granates, cordieritas, gneis.

En Linz abandonamos el valle principal del Danubio y seguimos por el del Traun hacia los Alpes calizos, que se yerguen hacia el Sur. Wels, a mitad de camino entre Linz y Lambach, se halla en el centro de la depresión terciaria, que ha sido objeto de sondeos en busca del petróleo. Ya en el año 1891, al hacer un sondeo en busca de agua artesisana, apareció el gas metano a la profundidad de 200 a 300 metros en distintos puntos. Su yacimien-

to reside en las numerosas intercalaciones de arenas en medio de la masa de las margas miocenas. Durante varios decenios, estos pequeños pozos han exhalado de modo regular pequeñas cantidades de gas. Más tarde, a comienzos del siglo actual, se perforó una mayor profundidad en busca de depósitos bituminosos, sin resultado positivo. El substrato cristalino, ya fuertemente disgregado, se alcanzó a la profundidad de 1.025 metros. En 1944, otro sondeo llegó a los 1.218.

Por la tarde, en Gmunden, se agregan a la expedición los colegas alemanes.

*Día 18.*—Gmunden. *Helvético y flysch.* Por la mañana subimos al Gmundner Berg (883 m. alt.), en realidad una alta planicie, que se alza sobre la hoya del gran lago de Traun (Lám. I, fig. 1), (422 m. alt.) y que permite contemplar un amplio panorama. En esta zona se encuentra ya un buen ejemplo de la complicada estructura tectónica de los Alpes calizos y de la creada en su contacto con las formaciones más modernas. Escamas alóctonas, mantos extensos de corrimiento, fallas, que solamente ha sido posible desentrañar gracias a la paciente labor de los geólogos alpinos. Aquí podemos decir con el malogrado Hans Cloos, perdido hace poco para nuestra Ciencia (septiembre 1951): «La Geología sólo puede ver lo pequeño y, sin embargo, debe pensar lo grande.» Las grandiosas «concepciones» de los Suess, Kraus, Haug, Termier, Bertrand, Lugeon, Argand, Staub, Kober, Ampferer y tantos otros sobre la estructura de los Alpes, se basan en multitud de menudos hechos observados en la realidad, gracias a los excelentes afloramientos de las rocas y de sus contactos, que la erosión fluvial y glaciaria y el abrupto relieve alpino mantienen en lucha contra la meteorización y su ocultamiento bajo

el manto vegetal. Reproducimos en la figura 3 la constitución geológica de la orilla derecha del lago de Traun, frente a Gmunden.

Alrededor de la desembocadura del lago, en el Traun inferior, se reconocen lomas morrénicas, que pertenecen a las glaciaciones mindeliense, risiense y wurmiense.

Por la tarde se visitan algunas canteras de margas de cemento abiertas en el flysch cretácico. La composición estratigráfica es semejante a la del flysch cretácico-eoceno del litoral guipuzcoano. En los tramos donde domina la marga

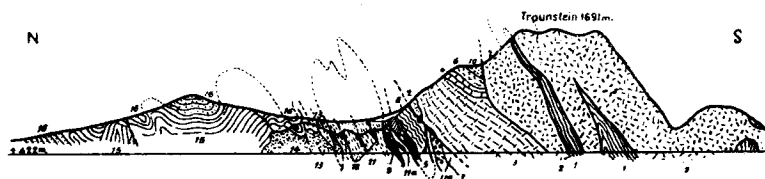


Fig. 3.—Corte geológico por el Traunstein, lago de Traun, frente a Gmunden (véase la fig. 1 de la lám. D).

Alpes calizos: 1, Caliza de Gutenstein (anisiense). 2, Caliza de Wetterstein (ladiniense). 3, Dolomita principal (noriense). 4, Caliza de Platten (noriense-retiense). 5, Caliza retiense (?). 6, Caliza liásica de esponjas. 7, Capas de Gresten (liásico). 8, Margas manchadas del liásico. 9, Jurásico superior y neocomiense de la zona de escamas alóctonas. 10, Neocomiense.

Helvético: 11, Marga cretácica. 11a, Marga roja de la zona de escamas alóctonas (edad no definida aún). 12, Eoceno.

Flysch: 13, Areniscas blandas cenomanenses. 14, Pizarras abigarradas predominantes, con algo de flysch neocomiense y albiense. 15, Serie de margas de cemento-flysch cretácico superior. 16, Flysch cretácico superior-cretácico superior de areniscas blandas.

de cemento, los cortes frescos de las canteras permiten obtener la sucesión estratigráfica gracias a la presencia de microfauna. Se reconocen así niveles del cretácico inferior y del cretácico superior. En este último se intercalan con mayor frecuencia los bancos de arenisca. Las pistas, la frecuencia de condrites, helmintoides, jeroglíficos, la típica disposición de los huecos y relieves que señalan, respecti-

vamente, las caras superior e inferior de los bancos de material duro, muestran la absoluta identidad en el régimen sedimentario de la facies flysch en todo el enorme ámbito que ocupan sus depósitos en el dominio periférico de las cadenas levantadas en las orogénesis terciarias. Recojo material y hago fotografías en la cantera de Hatschek. Cerca de esta cantera, en el flysch de inoceramus, aparecieron las pistas que O. Abel reproduce en su obra «Vorzeitliche Lebensspuren», Jena 1935, figura 304; estas pistas consisten en unos bultos alternantes, dispuestos de modo transversal a la marcha del animal que los produjo. La anchura de la pista alcanza un decímetro y su longitud más de un metro. Todavía no se ha hallado una interpretación adecuada para esta pista, como para muchas de las que conservan las areniscas del flysch. Esta pista pertenece a la cara inferior y no como supone Abel, a la superior, según puedo comprobar por la presencia de otras que la acompañan.

El tramo de las calizas rojas danenses que separa el flysch cretácico del paleoceno-eoceno de Guipúzcoa y Navarra, falta en el flysch austriaco.

Día 19.—Salzkammergut. *Tectónica salina*. Bajo el nombre de Salzkammergut comprenden los geógrafos y geólogos austriacos una gran unidad montañosa, constituida por rocas mesozoicas, predominantemente marinas, y que adquieren enorme espesor, que va desde el triásico inferior hasta el cretácico superior.

Los depósitos de sal (Haselgebirge) del triás inferior (escético = buntsandstein) que ocultan en su seno las montañas han dado su nombre a esta región. En tiempos, las salinas pertenecían a la Corona Imperial. Su explotación data de las remotas edades prehistóricas. Hallstatt, al

borde del lago de su nombre, era un centro de la cultura europea en las épocas de Hallstatt (1000-400 años a. J. C.) y de La Tène (desde 400 a. J. C. hasta los comienzos de la Era Cristiana). Es un país cerrado, que hasta el último tercio del pasado siglo sólo era accesible a los pequeños barcos, que, por vía fluvial, penetraban hasta los lugares más recónditos. La región abunda en lagos glaciares. En una gran extensión, calculada en unos 250 km.<sup>2</sup> se desarrolla el paisaje cárstico con cuevas, simas y pequeños ríos subterráneos helados (también existentes en el Tennegebirge y de los cuales tenemos otro buen ejemplo en los Pirineos, al pie del Cilindro del Monte Perdido, en la cueva Casteret). Su cumbre, el Dachstein, alcanza 2.993 metros de altitud.

Tectónicamente, se reconoce una estructura de mantos de corrimiento, pero cuya interpretación dista aún mucho de quedar definida (fig. 4). La complejidad tectónica explica las dificultades halladas por Leopoldo de Buch, quien ya en 1802 intentó su división estratigráfica y que no fué lograda hasta von Hauer, en 1846. La presencia de la sal es, además, motivo de especial complicación, con su típico diapirismo, ya reconocido por Zeuschner en 1850 y Popseny en 1871, quienes hablan de la naturaleza «eruptiva» de las masas salinas de los Alpes.

La visita de las dos galerías más profundas de las salinas ofrece la ocasión de estudiar otros tantos ejemplos contrarios de la tectónica del Salzkammergut. En la mina de Lauffen, situada en el valle del Traun, entre los lagos de Hallstatt y Traun, las rocas con depósitos de sal del triás inferior (Haselgebirge) y del triás superior (calizas de Hallstatt), formando el «manto de Hallstatt» reposan sobre el «manto del Totengebirge», constituido por jurásico su-

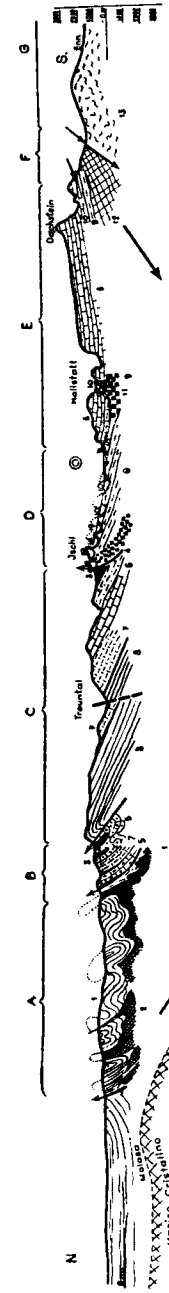


Fig. 4.—Corte geológico a través del Salzkammergut.

1, Flysch. 2, Helvético. 3, Neocomiense. 4, Jurásico. 5, Retiense, incluso la caliza de Platten. 6, Caliza de Dachstein (retiense). 7, Dolomita principal (noriense). 8, Caliza de Wetterstein (ladiniense). 9, Manto inferior alóctono (o de corrimiento) de Hallstatt (en general). 10, Manto superior alóctono de Hallstatt (en general). 11, Yacimientos de sal. 12, Werfeniense. 13, Pizarras de la zona de la grauuvaca.

A, Zona helvética y del flysch. B, Zona de Langbath. C, Manto alóctono del Totengebirge. D, Zona de Hallstatt. E, Manto del Dachstein. F, Zona de escamas de Werfen. G, Zona de la grauuvaca. El círculo doble señala el lago de Hallstatt (véase fig. 2, lám. I).

perior y neocomiense. En la mina de Hallstatt, como muestra la figura 4, las margas liásicas y las masas salinas del Haselgebirge (trías inferior) forman un conjunto «eyectivo» que surge del substrato de la caliza del Dachstein (trías superior).

Al salir de Gmunden, la carretera marcha contorneando el lago, valle arriba. En Ebensee confluyen las tres cañerías que aportan el agua cargada de sal procedentes de las salinas de Ischl, Hallstatt y Aussee. La más antigua comenzó a instalarse el año 1595 y se terminó en 1605. Los tubos eran de madera, de unos 10 milímetros de diámetro.

La galería de la mina de sal de Ischl, cuya boca se halla en Lauffen, comenzó a construirse en 1906, alcanzando 3.672 metros de longitud. En este punto la enorme cantidad de agua que brotaba obligó a suspender su continuación, dejando así sin realizar el proyecto de enlazarla con la salina de Aussee.

Al llegar al lago de Hallstatt embarcamos hasta llegar a la ciudad del mismo nombre (Lám. I, fig. 2). Las elevadas paredes que forman el contorno del lago son de caliza del Dachstein (triásico superior). La tectónica de la montaña donde se alberga la masa salina es tan compleja que ha dado lugar a hipótesis contradictorias sobre la procedencia de la sal, materia base de la existencia de la prehistórica ciudad.

La masa de terrenos que alberga la formación salina se halla pinzada y aprisionada entre otras de caliza triásica y jurásica. Para resolver el problema de su localización en el interior de la montaña y facilitar su explotación, a propuesta de dos geólogos, mantenedores cada uno de opinión distinta respecto a la estructura tectónica, se ha construido en 1947 una galería horizontal que alcanza en el

momento actual cerca de dos kilómetros y que pone de manifiesto la constitución geológica representada en el esquema tectónico de la figura 4. El doble círculo está situado encima del lago de Hallstatt (508 m. alt.) La boca de la galería se abre a los 512 m. y una vez terminada llegará a los 563 en su fondo, en donde se unirá con un pozo vertical, que sube hasta los 1.045 m. y que atraviesa la masa principal de sal. Varias plantas de explotación afluyen a este pozo. Los ingenieros de la mina nos obsequian con bonitas drusas de cristales hialinos de yeso. Recojo, además, algunas muestras de la anhidrita que acompaña a la sal.

La excursión sigue su marcha por la orilla del lago y sube en dirección al Oeste hasta Gosau, pequeña aldea situada en el fondo de un pintoresco valle, cubierto de vegetación de prados y pequeñas huertas y rodeado por altas montañas. En la literatura geológica de Austria la serie cretácea superior (senonense) lleva el nombre de Gosau, que abarca desde el emscheriense o coniaciense hasta el maastrichtiense. Alrededor de Gosau se encuentran distintos tramos. El mal tiempo impide el reconocimiento del terreno en un largo trayecto.

*Día 20.—Zona de la grauvaca de los Alpes de Salzburgo.—Ventana tectónica de los Altos Tauern.* Partiendo de Golling a mediodía atravesamos primero la potente serie caliza del Dachstein (trías superior), cortada en profundas hoces por el río Salzach. A uno y otro lado se alzan elevadas cadenas montañosas (Lám. II, Lám. III, fig. 1). En el Tennegebirge, al Este, se halla el grandioso sistema cárstico del Eisriesenwelt, conjunto de cuevas que hasta la fecha se ha explorado en más de 30 kilómetros; una de ellas, a la entrada, en una longitud de un kilómetro tie-

ne sus paredes recubiertas por el hielo. Entre Golling y Werfen, en Sulzau se hallan las instalaciones siderúrgicas Concordia, que extraen el hierro de las limonitas intercaladas entre las capas de Werfen (trías inferior) y la dolomía de Gutenstein (muschelkalk inferior). Poco después llegamos al borde de la zona de la grauvaca.

Bajo el concepto de grauvaca entienden los geólogos austríacos un conjunto de rocas, en su mayor parte alteradas por el metamorfismo, pero que pertenecen todas al paleozoico. Se han podido deslindar, hasta ahora, algunos tramos de silúrico y devónico merced a los fósiles. La roca principal es una pizarra gris de tipo filadio, en parte caliza, en parte cuarzosa, con intercalaciones de cuarcita. Algunas de estas filitas o filadios contienen una elevada proporción de materia carbonosa. Subordinados, aparecen otros tipos de pizarras (sericíticas, cloríticas), conglomerados, gneises y mármoles. Las rocas eruptivas acompañantes, ácidas (pórfidos y tobas cuarcíferas) y básicas (diabasas, tobas diabásicas), las pizarras porfiroideas, son abundantes en la grauvaca. Las diabasas, siempre de color verde, se hacen a trechos pizarrosas (pizarras verdes). En la grauvaca, en distintos puntos de los Alpes austríacos, se hallan intercalaciones de rocas carbonatadas de valor industrial grande (dolomita, magnesita, ankerita, siderita). Los famosos yacimientos de magnesita de Veitsch, Radenthein, Tuxertal, etc., se han constituido como miembros de las series sedimentarias paleozoicas. En algunos puntos se han podido datar gracias a los fósiles escapados a la destrucción por el dinamometamorfismo. En Veitsch, K. Metz señala braquiópodos y trilobites de edad carbonífera. Los criaderos de minerales metálicos de la grauvaca tienen también alguna importancia: en Mitterberg (Bis-

chofshofen) se explotan los filonés de pirita cuprífera ya desde la época prehistórica.

La zona de la grauvaca muestra una clara disposición de escamas de corrimiento en su interior y dislocaciones de gran intensidad en sus bordes. La gran falla de su borde Norte, contra los Alpes calizos, lleva la dirección E.-O.

Pasado San Juan de Pongau, penetramos en una hoz o garganta de la grauvaca, Liechstensteinklamm (Lámina IV) que la erosión vertical del río Grossarl ha cortado hasta formar paredones de 100 metros de altura. En algunos puntos, la garganta sólo tiene un metro de ancho. La potente masa de agua corre violenta y con ruido ensordecedor formando repetidamente pilas o marmitas de gigante. El pulimento de la caliza intercalada en la grauvaca revela la fina estructura de la roca y los pliegues y repliegues de tipo ptigmático creados por el dinamometamorfismo.

Nuestro itinerario sigue luego hacia el Sur, acercándonos rápidamente a la gigantesca cadena de los Altos Tauern, en donde, rodeadas por campos glaciares, se hallan las cumbres más elevadas de Austria. De O. a E. anotamos las más notables: Dreiherrn Spitze, 3.499 metros; Grossvenediger, 3.660; Grossglockner, cumbre suprema de los Alpes Orientales, 3.798; Sonnblick, cerca de la cual se alza su famosa estación meteorológica, 3.103; Hochalm-spitze, 3.555.

La profunda erosión fluvial ha puesto al descubierto la estructura geológica de esta cadena, abriendo en ella una típica ventana tectónica. El metamorfismo alpídico, de intensidad increíble para el geólogo de países no afectados por él, ha transformado las rocas, sedimentarias en una variada gama de rocas cristalinas (Lám. V), cuya

simple enumeración ocuparía largo espacio. En conjunto llevan el nombre de «tectonitas alpidicas». Las estructuras prealpidicas quedaron destruidas y sustituidas por las alpidicas. Se distinguen zonas de metamorfismo decreciente a partir de un núcleo. Aunque en general no es posible distinguir a qué series sedimentarias pertenecen las rocas metamórficas, se reconoce, sin embargo, una división en tres tramos principales:

Núcleo de granito antiguo; envoltura o cubierta pizarrosa interior probablemente de edad permocarbonífera; cubierta pizarrosa exterior, formada por terrenos mesozoicos. La granitización ha afectado no sólo las zonas internas, sino también una buena parte de las cubiertas interior y exterior, por lo que la distinción entre el granito prealpidico y el postalpidico es difícil. Actualmente, los estudios petrográficos y estratigráficos tratan de conseguir esta distinción.

Sin embargo, la analogía de ciertas rocas y su seriación sedimentaria con otras de regiones alejadas de los Altos Tauern, que contienen fósiles, ha hecho posible referirlas a determinados horizontes. En la prolongación hacia el O. de la cubierta pizarrosa de los Tauern, en el Zillertal, se encontró un *Perisphinctes* que revela así su edad jurásica. Se han reconocido el triás litoral con una potencia de unos 200 metros y el jurásico (fig. 2 de la Lám. V) y cretácico inferior con más de 1.000 metros. El cretácico superior falta, debido, tal vez, a los movimientos orogénicos presenonenses. En algunas rocas se observa la especial modalidad del metamorfismo: por ejemplo, las pizarras y cuarcitas mesozoicas pasan a gneis migmáticos; en el mármol jurásico del Angertal se forman gruesos fel-despatos.

Llegamos a Badgastein (991-1.046 m. de altitud). El famoso balneario, es ya conocido desde la Edad Media. El río Ache, que desciende de los Altos Tauern, por una profunda hoz, forma aquí dos cascadas de 63 y 85 metros de altura. El sistema de diaclasas de rumbo NNE. y el gran escalón morfológico creado por una falla inversa en el gneis granítico facilitan el brote del agua radioactiva, que surge a elevada temperatura (de 45 a 47°C.).

Poco más arriba se acaba la carretera, al llegar al túnel de los Tauern. Los autocares, transportados en el tren, recogen a los excursionistas, al siguiente día en Mallnitz. El túnel, de 8,5 Km. de largo, que atraviesa la cordillera principal a los 1.170 metros de altitud y establece la comunicación con el valle del Drau (Carintia), está abierto en el gneis granítico del núcleo metamórfico.

*Día 21.—Ventana tectónica de los Altos Tauern: macizo del Grossglockner (fig. 5).*—Desde Mallnitz, en un día que se anuncia de gran visibilidad hacia todos los rumbos, iniciamos un largo recorrido que nos lleva por valles y puertos hasta dar vista a la cumbre de Austria. Cerca de Mallnitz, al borde de un bosque, se alza un monumento dedicado al geólogo E. de Mojsisovics. En distintos puntos del recorrido desde Mallnitz hasta el valle del Möll y luego desde aquí hasta el paso o puerto de Iselsberg, reconocemos en varias paradas la constitución petrográfica del terreno, que muestra unas veces los granitos y gneises centrales, otras las pizarras satinadas, micacitas, etc., de sus cubiertas paleozoicas y mesozoicas metamorizadas. Las dislocaciones tectónicas imponen el trazado rectilíneo de los valles en varios sectores de éstos, como ocurre en la «línea Drau-Möll» de rumbo NO.-SE. Desde la confluencia del Möll con el Drau seguimos en



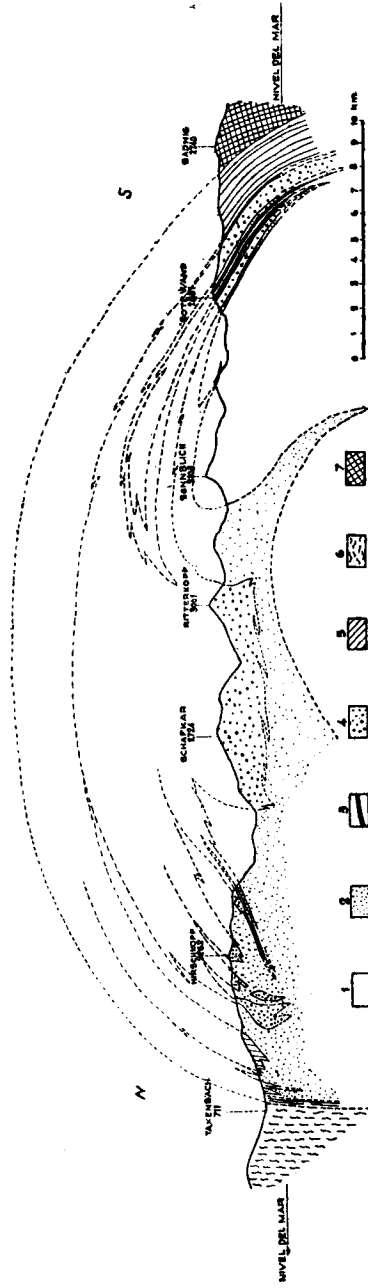


Fig. 5.—Corte tectónico esquemático a través de los altos Tauern Centrales.

1. Gneis central y cubierta pizarrosa paraautóctona (paleozoico-triásico). 2. Cubierta pizarrosa alóctona (paleozoico-triásico). 3. Cubierta pizarrosa inferior. 4. Cubierta pizarrosa superior. 5. Alpino oriental inferior. 6. Zona de la grauvaca (alpino oriental superior). 7. Cristalino antiguo del alpino oriental superior.

breve trayecto el valle de éste para ascender a continuación al puerto de Iselsberg (1.200 m. alt.). En la dirección de los valles de esta zona se reconoce la influencia evidente de la tectónica terciaria. El hecho geológico más interesante que podemos destacar es el hallazgo, en 1940, de un *Ellipsocephalus* sp por I. Peltzmann en las pizarras del macizo del Kreuzeck (2.704 m. alt.) situado entre los valles del Drau y de su afluente el Möll, que hasta ahora es el único punto donde se ha podido demostrar la existencia segura del cámbrico en los Alpes. Este descubrimiento es de suma importancia y ha de ser tenido en cuenta en la difícil tarea de descifrar la estructura tectónica de los Alpes, en cuya interpretación hay opiniones bien dispares sobre la importancia que adquiere la aloctonía o la autoctonía de las distintas unidades geológicas.

Desde el puerto de Iselsberg se divisa un espléndido panorama hacia las primeras cortinas de los Alpes dolomíticos (Lám. III, fig. 2) que más hacia el S. tan grandioso desarrollo adquieren en territorio ahora italiano. De nuevo descendemos al valle del Möll, para, a continuación, subir hacia la región de los hielos perpetuos del Grossglockner. La carretera alpina, de excelente trazado y de gran anchura, se adentra valle arriba en atrevidas revueltas, que se acentúan todavía más al dar vista al glaciar del Grossglockner, en el pintoresco lugar de Heiligenblut (1.288 m.). Las morrenas de los recientes retrocesos del gran glaciar de Pasterze van reconociéndose por distintos puntos de las laderas. Al llegar a los 1.917 metros de altitud, en un ensanche de la carretera (Kasereck), las pizarras de tipo calcofilitas micáceas que forman el terreno, conservan todavía la estriación y el pulimento glaciares que denotan la época, no lejana, en que estaban

ocultas por el Pasterze. Nuevas revueltas de empinada pendiente nos llevan a descubrir más y más el magnífico panorama del glaciar, cuyo extremo inferior va quedando a nuestros pies. El hotel «Franz Josef Haus» ha sido construido en la escarpada ladera del valle glaciar del Pasterze a los 2.418 metros de altitud. Abajo, a gran profundidad, revelada por el diminuto tamaño de los excursionistas que caminan por la superficie de la lengua, se extiende el glaciar más importante de los Alpes Orientales. Al otro lado, formando el flanco derecho del valle glaciar, se eleva la cadena del Grossglockner (3.798 m. alt.), cumbre, asimismo de Austria (Lám. VI). La depresión de la masa glaciar, en trance de rápida disminución, se reconoce por la típica morfología del valle en U y de la hombrera que lo enlaza con el talud superior. Sin embargo, todavía posee un volumen importante. Su superficie es de 27 kilómetros cuadrados. La región de la neviza o zona de recepción de la nieve que se transforma en hielo glaciar, es una ancha cuenca de contorno cuadrado y de unos cinco kilómetros de diámetro. De ella sale la lengua, que salva un escalón y se extiende asimismo llana en una longitud de otros seis kilómetros. El espesor máximo actual de la lengua es de cerca de 300 metros. Las detenidas observaciones de los glaciólogos y alpinistas, intensificadas ahora por las facilidades de acceso y refugio en el duro clima de la alta montaña, hacen que las variaciones del Pasterze se conozcan bien desde hace ya más de un siglo. De 1856 a 1936, el frente del glaciar se ha retirado cerca de 1.000 metros. Su volumen, en este mismo tiempo, ha disminuído 750 millones de metros cúbicos. En los últimos años, de extraordinaria sequía, la pérdida de su masa ha sido enorme. Se calcula en 25,2 mi-

llones de metros cúbicos los que ha disminuído de 1949 a 1950. La superficie del glaciar disminuyó de nivel de cuatro a cinco metros en ese mismo período.

Al extremo de la lengua se destacan los sistemas de grietas diagonales, que, merced a la ausencia de rupturas de pendiente del subsuelo, no se resuelven en los imponentes seracs de los glaciares de otros macizos alpinos. Las morrenas, en la actualidad, apenas existen con relieve propio.

La estructura tectónica de los Altos Tauern en la zona comprendida entre el Hochalm por el E. y el Grossglockner por el O., producida por la intensa orogénesis alpina, es uno de los temas más discutidos entre los geólogos alpinos. En general se admiten tres grandes series: penínica, alpina oriental inferior y alpina oriental superior, distribuídas en varios mantos de corrimiento y que se consideran como la continuación de los Alpes penínicos occidentales (Cervino, Monte Rosa, etc.). Todas las rocas que constituyen la región están transformadas, con mayor o menor intensidad, lo que impide su segura distinción. Los fenómenos de dinamometamorfismo, recristalización, diaforesis se reconocen por doquier. La distinción en las tres grandes zonas metamórficas: núcleo, cubierta pizarrosa interior y cubierta pizarrosa exterior es la ya descrita antes. Es interesante, sin embargo, notar que algunas zonas, de reducida extensión, han quedado menos alteradas, lo que permite distinguir en ellas la primitiva estratificación sedimentaria. Las cubiertas pizarrosas de los núcleos cristalinos pueden ser, en general, desfundadas por sus distintos componentes petrográficos dominantes en los dos grandes grupos, paleozoico y mesozoico. Los escasos restos de triás no afectado por el meta-

morfismo, que reposan sobre las pizarras negras, facilitan esta distinción en algunos puntos. Los tramos jurásicos son también reconocibles en varios lugares.

*Día 22.—Panorama desde el Edelweisspitze. Alpes de Kitzbühel. Kaisergebirge.*—Del hotel alpino «Franz Josef Haus» volvemos a descender por la carretera un corto trayecto para, de nuevo, volver a subir, en pronunciadas pendientes, hacia el puerto del Hochtor (2.576 m.) Varios son los túneles que se atraviesan; a uno y otro lado de ellos, las masas de nieve han sido quitadas de la carretera días antes por las máquinas especiales de este servicio. La divisoria con el hondo valle del Ferleiten se atraviesa por un largo túnel a la altitud de 2.500 metros. Poco después se abre ante nosotros un amplio y grandioso panorama constituido por elevadas cadenas montañosas. En la que queda a nuestra izquierda, varios pequeños glaciares destacan su color blanco verdoso en fuerte contraste con las oscuras pizarras de su substrato. La distancia no deja ver los refugios alpinos instalados en alguno de los valles por las Sociedades montaÑeras. Quedará vivo en nuestro recuerdo de este día la reunión de los geólogos excursionistas en la cumbre del Edelweiss, pequeño montículo que se alza al lado de la carretera, a los 2.577 metros de altitud. Bajo la fuerte luz del sol matutino, con un cielo de azul intenso por todos lados, escuchamos la voz de tres beneméritos investigadores de la Geología de los Alpes: Rudolf Staub, Ernst Kraus y Siegmund Prey, quienes, sucesivamente, nos expusieron sus distintos puntos de vista sobre la estructura tectónica del paisaje que contemplábamos.

Si grandioso es este panorama, también lo es la atrevida obra humana de los saltos de agua del valle de Ka-

prun. Mediante un complicado sistema de canales y túneles, lagos y pantanos intermedios, con una longitud total de más de cerca de 30 kilómetros, se recoge el agua de fusión de los glaciares y se lleva a dos potentes centrales hidráulicas. La energía que habrán de producir se calcula en unos 600 millones de kilowatios-hora al año. En la realización del proyecto toman parte activa los geólogos especializados en esta región.

La carretera descende al valle de Ferleiten en vertiginosas revueltas. El paisaje se torna más suave. Las acantiladas paredes de las cadenas altas son sustituidas por las lomas verdes ya y cubiertas de arbolado de los montes de altitud media que, sin embargo, pertenecen todavía a las series metamórficas de los Tauern. Desde la altitud de los 2.500 metros del puerto de Hochtor bajamos al valle del Salzach en Bruck, situado a los 759 metros. Arriba quedan los glaciares colgados, las lomas y crestas de roca viva. En la planicie aluvial, aquí abajo, se extienden los cultivos y pequeñas huertas. En el valle nos hallamos en la zona de contacto entre dos grandes unidades tectónicas: la ventana de los Tauern está fallada contra la grauvaca. Volvemos a divisar desde aquí el paisaje dolomítico y calizo del triás alpino, que en el lejano horizonte, hacia el N., culmina en el «Steinernes Meer» y constituye la continuación hacia el O. del sector de los Alpes calizos que dejamos en Werfen el día 20.

Tras un corto trayecto que recorreremos por el valle del Salzach, dejando a nuestra derecha el bonito lago de Zell, penetramos en el macizo de los Alpes de Kitzbühel. El valle del Salzach en una larga distancia tiene una orientación exacta E.-O. impuesta por la gran dislocación creada en el contacto entre la masa metamórfica de la ventana

de los Tauern y la grauvaca paleozoica. El puerto de Thurn, a los 1.273 metros de altitud, se halla en el centro de la cadena de los Alpes de Kitzbühel, cuya cumbre (Kreuzjoch, 2.559 m.), queda al otro lado, a la izquierda nuestra. Las dislocaciones E.-O. se reconocen en distintas estructuras de la región.

Pasado Kitzbühel, al acercarnos hacia el macizo del Kaisergebirge, vemos a la izquierda, en Oberndorf, las escombreras de una mina de cobre explotada durante la Edad Media y que, a juzgar por los datos históricos, ha sido durante varios siglos la poseedora de los pozos más profundos del mundo (cerca de los 900 metros).

El Kaisergebirge (2.344 m. alt.), que se alza con abrupto relieve delante de nosotros en San Juan del Tirol (658 m. alt.), es un macizo montañoso aislado, de fisonomía especial que se debe a la estructura tectónica de mantos de corrimiento creados en los terrenos triásicos y liásicos. La caliza del Wetterstein (ladiniense) y la dolomita principal (Hauptdolomit) = noriense, son las rocas dominantes. La masa de rocas mesozoicas, a su vez, se halla reposando sobre un substrato fuertemente plegado, en donde toman parte terrenos paleozoicos, mesozoicos y cenozoicos.

Al extremo O. del Kaisergebirge, nuestro camino se acerca al valle del Inn. Poco antes de llegar a éste, en Eiberg, frente a la fábrica de cementos, vemos la transgresión de las margas de Gosau (senonense) sobre los estratos levantados del liásico calizo. Después llegamos a Kufstein, típica ciudad tirolesa, antigua fortaleza fronteriza edificada sobre una cúpula de caliza dolomítica triásica, a ambas orillas del potente río Inn.

*Día 23.—Terciario del valle inferior del Inn. Panora-*

*ma. desde Patscherkofel.*—Los geógrafos austríacos dividen el gran río alpino en dos segmentos, superior e inferior, en medio de los cuales se halla la capital del Tirol, Innsbruck. El relleno terciario del valle del Inn es de cierto interés económico por poseer en distintos sitios pequeñas formaciones de lignito y materiales útiles a la industria del cemento.

La sucesión estratigráfica de los terrenos es como sigue: eoceno superior (priaboniense), que comienza con conglomerados, a los que suceden calizas coralinas, de litotamnios y numulíticas. Una capa de lignito, distribuída de modo local, yace directamente sobre el conglomerado de base. Este lignito alcanza un espesor de cuatro metros y una potencia calorífica de 5.500 a 6.000 calorías. Sobre esta serie inferior viene otra de calizas margosas bituminosas, que en algunos puntos contiene una variada flora fósil.

Al eoceno sigue el oligoceno (latorfiense) compuesto en su parte inferior por margas de cemento ricas en fósiles que, luego, por distintos niveles de margas, calizas y areniscas, pasa al aquitaniense.

En Häring visitamos una explotación minera del carbón terciario, en donde podemos recoger algunos fósiles de los niveles oligocenos. La serie terciaria, eocena-oligocena yace en discordancia sobre las areniscas del buntsandstein, que se observa bien a media ladera. Cerca de Wörgl, en un cerro de calizas ladinienses (muschelkalk superior), rotas en bloques por varios sistemas de diaclasas, brota del fondo un asfalto denso, que, al calor del sol del verano, escurría por las paredes. Todavía está por aclarar el origen de este asfalto, que, en todo caso, aflora

en la caliza triásica. Como yacimiento primario se admiten: o bien las margas bituminosas del terciario o bien los niveles bituminosos que se encuentran en el mismo triás, sobre todo en la dolomita principal (noriense, keuper medio).

Poco después de partir de Kufstein, al llegar a Kirchbichl, se atraviesan unas colinas constituidas por gravas, que A. Penck consideraba como las morrenas terminales del glaciar del Inn, en una fase de retroceso postwurmien- se y a la que denominaba «bühlmiense» (derivado del mismo lugar donde se hallan) pero que O. Ampferer demostró que eran depósitos fluviales interglaciares.

Llegados al valle del Inn, éste corre entre los paredones de los Alpes calizos del grupo N., que en su parte baja, se hallan cubiertos de arbolado. La intensa erosión fluvial del Inn, reforzada luego por la glaciar durante la época cuaternaria, ha abierto una amplia garganta en el manto del Lechtal, una de las unidades alóctonas formadas por los empujes orogénicos terciarios. La dolomita de Ramsau (triásico medio, ladiniense), se destaca en la vertiente meridional del valle y avanza en algunos puntos hasta obligar al río a encajarse en ella. Más adelante, en Schwaz aparece otra caliza dolomítica especial de edad inferior a la triásica, llamada «dolomita de Schwaz». Esta roca yace discordante sobre las «pizarras de Wildschönau» que pertenecen a la «zona de la grauvaca» y en las cuales se ha podido determinar su edad silúrica gracias a la presencia de fósiles. Se ve, en efecto, que la dolomita de Schwaz es inferior a la formación triásica, porque pasa a ella en clara transición mediante conglomerados abigarrados, constituidos por cantos de dolomita envueltos en un

cemento rojo sobre los cuales, a su vez, reposa el bunt-sandstein.

Lo mismo en la dolomita de Schwaz que en la triásica, en una amplia zona del valle del Inn, a uno y otro lado de la desembocadura del valle del Zillertal en el del Inn, pero sobre todo en las cercanías de Schwaz, se encuentran yacimientos metalíferos, sobre todo de plata y cobre, que desde tiempos antiguos han sido objeto de explotación minera. En la actualidad se extrae el cobre gris (fahlerz, tetraedrita) y la baritina en el Grosskogel, encima del pequeño pueblo de Reith. En Schwaz, pintoresca villa situada en la margen derecha del Inn, en los siglos XV y XVI existía una floreciente minería de los cobres grises argentíferos. Miles de mineros encontraban aquí una activa ocupación; las galerías abiertas en la dolomita de Schwaz se cuentan por docenas de kilómetros. En la ciudad se construyó un pozo de 240 metros de profundidad bajo el suelo del valle. Las escombreras de gran volumen denotan todavía la intensidad de la explotación, ahora extinguida por el escaso rendimiento en plata y cobre de los yacimientos que, al parecer, en tiempos poseían mayor concentración metálica.

A mediodía llegamos a Innsbruck (574 m. alt.). Después de la comida subimos en tren hasta Igls (870 m. alt.) Un pequeño ferrocarril de vía estrecha de pendiente pronunciada, nos eleva rápidamente sobre el valle y comienzan a dividirse las imponentes cresterías de las cadenas montañosas que rodean la hoya donde se extiende Innsbruck. En Igls, distribuidos en pequeños grupos, subimos en el funicular hasta cerca de la cima del Patscherkofel (2.248 m. alt.). A pesar de la lluvia, que en algún momento impide la observación, podemos reconocer, guiados por

las explicaciones de los geólogos tiroleses, los distintos elementos tectónicos del dilatado mundo alpino. En síntesis, diremos que en Innsbruck se encuentran tres dominios geológicos cuya constitución estratigráfica y tectónica totalmente diferente, se revela en sus respectivos paisajes:

a) Por el SO. se extiende la masa de gneis y pizarras micáceas paleozoicas, que constituyen los Alpes de Ötztal y Stubai y que, a su vez, soportan las series mesozoicas de los Alpes calizos de Stubai. Sobre el mesozoico, en el puerto del Brenner, reposa el manto alóctono de Steinach, formado por filita cuarcífera y conglomerados, areniscas y pizarras carboníferas con capas de antracita. Las filitas del manto de Steinach contienen dolomitas, ankeritas y calizas veteadas. Las pizarras contienen fósiles vegetales del tramo de Ottweil (estefaniense). La antracita es objeto de explotación desde el año 1945. Se ha visto que el manto o escama alóctona de Steinach tiene sus raíces al Sur del lugar donde ahora se halla.

b) Por el SE. de Innsbruck se alzan los Alpes del Zillertal y los Montes del Tuxertal que los prolongan hasta el valle del Inn. Esta unidad tectónica es la prolongación por el Oeste de la serie metamórfica de los Altos Tauern y muestra una constitución semejante: el núcleo está formado por el gneis; a su alrededor se superponen las cubiertas pizarrosas. Al N. de éstas se adosa una estrecha banda de la grauvaca paleozoica, que separa el valle del Inn de los Alpes del Zillertal y Montes del Tuxertal. La dolomita de Schwaz forma parte de la zona de la grauvaca.

c) Al N. del Inn se alzan los paredones de los Alpes calizos, constituídos en esencia por las rocas calizas

y dolomíticas de la serie mesozoica, desde el triás hasta el cretácico.

Vueltos a la ciudad, los excursionistas fueron recibidos por el Alcalde. Reunidos más tarde en la cena final, el Dr. Jean Goguel, Ingeniero Jefe de Minas, profesor de la Escuela Nacional Superior de Minas de París y Presidente de la Sociedad Geológica de Francia, en quien delegamos los demás asistentes extranjeros, leyó un sentido discurso de agradecimiento a los colegas austríacos, que levantó repetidas veces el más caluroso aplauso al acentuar la entrañable amistad que une a los geólogos de todos los países, para los cuales no existen fronteras lingüísticas o políticas. Entre otros que después hablaron, el profesor Marcet, de Barcelona, añadió unas palabras sobre la labor de los colegas austríacos en la investigación geológica de España.

#### ESQUEMA HISTÓRICO DEL INSTITUTO GEOLÓGICO DE AUSTRIA

##### *A modo de preámbulo.*

Durante la segunda mitad del siglo XVIII y primera del XIX se suceden, en todos los países cultos y especialmente en Europa, acontecimientos de decisiva trascendencia en el desarrollo de las Ciencias Geológicas. Los «gabinets de curiosidades» se transforman poco a poco en Museos de Historia Natural. La idea de un observador tan perspicaz de los hechos geológicos como es el inglés Lister (1638-1711), expresada poco antes, de trazar mapas con signos convencionales, la realiza su compatriota Packe en 1743 al publicar su carta de una parte de Inglaterra. Por la misma época, el alemán Füchsel (1722-1773) dibuja el primer mapa geológico de Turingia.

Las Escuelas Especiales de Minas comienzan a fundarse pasada la primera mitad del siglo XVIII: Freiberg, 1765; Berlín y Schemnitz, 1770; Méjico, 1775; Almadén, 1777; San Petersburgo, 1783; París, 1790.

Los geólogos, entre los que junto a los de profesión minera se cuentan otros simplemente aficionados, con actividades a veces tan dispares como la Medicina o el Derecho, pero a los que debemos descubrimientos admirables, pasan a convertirse en profesionales de la nueva Ciencia. La Geología tiene su primera cátedra en Freiberg, en donde Werner (1749-1817), ya profesor de Mineralogía, explica su primera lección de «Geognosia» en 1780.

La importancia de las cartas geológicas la comprenden bien pronto las autoridades mineras de Sajonia que en 1789 editan la de este país, confeccionada por los alumnos de su Escuela de Minas. A principios del siglo XIX se acentúa la conveniencia de crear «comisiones geológicas», confiadas a los profesores de Geología de las Universidades y Escuelas Superiores, pero que al aumentar su actividad se separan de modo definitivo y se hacen independientes. En 1835, Inglaterra funda su «Geological Survey of the United Kingdom». Ya antes, en 1807, se fundan la «Geological Society of London» y la «Wernerian Society», de Edinburgo, las más antiguas asociaciones dedicadas al cultivo de la Geología.

El año 1849 es de particular interés para España y para Austria, que fundan, con pocos meses de diferencia, sus respectivos centros nacionales de investigación geológica. El 11 de julio de este año se crea en Madrid la «Comisión encargada de formar el mapa geológico de la provincia de Madrid y el general del Reino», que tras diversas vicisitudes y reformas llega a ser el actual «Ins-

tituto Geológico y Minero de España». El 15 de noviembre de 1849 se crea el «Instituto Imperial Geológico» (Geologische Reichsanstalt), en Viena.

Es interesante también recordar que en este mismo año de 1849, siguiendo la ya tradicional costumbre en España, iniciada por los Munibe, Elhuyar, etc., de visitar los centros extranjeros donde se enseñaran las Ciencias geológicas, emprende su viaje en noviembre Juan Vilanova y Piera, a quien el Gobierno confía la misión de instruirse en tales disciplinas a la vez que de recoger material destinado a los varios Museos de Madrid para, a su vuelta, crear en el de Historia Natural la correspondiente cátedra. Asombra la intensa actividad del joven naturalista, que asiste en París a las lecciones y laboratorios de E. de Beaumont, Cordier y Dufrenoy, viaja en Suiza con Studer, atraviesa los Alpes con colegas italianos, presencia una erupción del Etna, sigue a Alemania, se detiene en Dresde y Freiberg, visita en Estrasburgo a Schimper, llega a Viena, en donde adquiere colecciones de plantas, visita todavía otras capitales europeas y vuelve a España en octubre de 1853, enviando por delante colecciones de fósiles y rocas para la Comisión del Mapa Geológico de España, Museo de Historia Natural y Museo de Ingenieros del Ejército.

\* \* \*

Al igual que en otras naciones de Europa, en Austria, ya al comenzar el siglo XIX, se constituyen sociedades geognósticas, se organizan museos, se suceden las investigaciones geológicas por los aficionados del país o por los extranjeros, todo lo cual crea el ambiente propicio para que el Estado decida la institución de un centro oficial

que encauce y fomente la nueva actividad. En 1835, la «Colección de minerales de la Casa de la Moneda y de Minas Imperial y Real» se transforma en el «Museo Minero Imperial y Real», el que adquirió una importancia grande merced a los envíos hechos de todas las minas conocidas del país y que, en la actualidad, continúa siendo un fondo inestimable del Instituto Geológico de Austria. El Museo Minero recibió el encargo de organizar enseñanzas destinadas a la mejor instrucción de los mineros. Como profesor fué designado Friedrich Mohs (1773-1839), famoso mineralogista, que, nacido en el Harz, enseña su ciencia en Viena el año 1811, pasa a Freiberg en 1817 como sucesor de Werner, del cual había sido discípulo, y vuelve en 1826 a Viena. Pocos años después sucede a Mohs, en el cargo del Museo, Wilhelm von Haidinger (1795-1817), quien, gracias a sus dotes organizadoras y a la estimación de que gozaba en los círculos políticos de Viena, concibe y logra ver realizada la idea de un instituto geológico autónomo. El joven Emperador Francisco José I, recién llegado al trono, firma un decreto el día 15 de noviembre de 1849, en el cual se ordena la creación del Geologische Reichsanstalt. Haidinger es nombrado su director. En las Pascuas de Pentecostés del año 1850 comienzan los miembros del Instituto sus viajes geológicos. Desde entonces su creciente actividad no ha cesado ya.

Al conmemorarse los setenta y cinco años de su fundación, el Instituto, en un discurso de su entonces director, Consejero Superior de Minas, doctor W. Hammer, sintetiza la labor hecha en el tiempo transcurrido. Resumimos aquí los hechos más salientes, consignados en aquél. Hammer distingue tres períodos en los setenta y cinco años de la vida del Instituto correspondientes a

otros tantos cuartos de siglo. Los primeros veinticinco años constituyen la época de los trabajos de iniciación y exploración, en la cual se destacan los nombres de Haidinger, fundador, organizador y político que supo interesar las esferas oficiales, y Hauer, realizador eficaz de los proyectos por aquél concebidos. Franz von Hauer (1822-1899), era ya auxiliar de Haidinger en el Museo Minero. Entre ambos, junto con los restantes miembros del Instituto, rodeados además de varios entusiastas colaboradores, trazaron las líneas generales de un plan por entonces ambicioso en exceso: la confección de un mapa geológico de todo el territorio de la doble Monarquía recién consolidada. Por entonces, el Imperio austro-húngaro comprendía una extensión de cerca de 622.000 kilómetros cuadrados, y si bien los diferentes países que lo integraban tenían en marcha los trabajos cartográficos y geológicos, faltaba un lazo de unión que diera uniformidad al conjunto. Ya el mapa que Haidinger había hecho en el Museo Minero a la escala de 1:864.000 mostraba las grandes lagunas existentes y la magnitud de la empresa a realizar. Dada la naturaleza montañosa de una gran parte del Imperio, en muchas comarcas sólo se conocían itinerarios geológicos limitados o noticias inconexas sobre yacimientos mineros.

A la infatigable actividad de Hauer, que recorría incessantemente todo el ámbito de la doble monarquía, a la íntima colaboración de eminentes paleontólogos y geólogos, profesores de las Universidades, como Hoernes, Neumayer, Suess y otros, dedicados al estudio del rico material que continuamente llegaba al Instituto, se debe el que ya hacia 1863 se perfilaran las líneas generales de la estratigrafía del país austro-húngaro en mapas parciales, que luego, reunidos en uno solo, constituyeron, en 1871, el



mapa geológico de todo el Imperio, a escala 1:576.000, en 12 hojas, publicado bajo la redacción de Hauer. La labor de éste y de sus colaboradores, entre los que, además de los del Instituto se cuentan profesores y estudiantes de Universidad y Escuelas Especiales, realizada en el breve plazo de apenas catorce años, hecha en un país tan rico en contrastes geográficos y geológicos, supone en muchos casos la que corresponde al explorador de regiones extra-europeas. El entusiasmo de los jóvenes geólogos se unía al placer del descubridor de regiones desconocidas, como las cársticas o del montañero al escalar las cumbres de los Alpes, de los Cárpatos, algunas hasta entonces no visitadas por el hombre. Es, como dice Hammer, la época más grandiosa y bella que ha vivido el Instituto. La lectura de estos párrafos que Hammer dedica a sus antecesores nos recuerda los del discurso de Lucas Mallada en su ingreso en la Academia de Ciencias de Madrid cuando describe la labor de los ingenieros de la Comisión del Mapa Geológico de España al confeccionar los primeros mapas, recién creada aquélla. La fama del Instituto Geológico de Austria hizo que a la vez se convirtiera en una escuela de exploradores y que atrajera a Viena a los ambiciosos de aventuras por tierras lejanas. El más destacado de todos es Fernando de Richthofen, que luego habría de hacer famoso su nombre con las exploraciones en China, y el cual a su vez es el maestro de otro también célebre explorador del Asia Central: Sven Hedin. Otros colaboradores del Instituto entonces fueron: Stoliczka, explorador del Himalaya; Hochstetter, explorador polar y de Nueva Zelanda; Lenz, que desde Marruecos penetra por el lago Chad hasta el Senegal y Tietze, que explora regiones desconocidas de Persia.

La aparición del mapa geológico de Haidinger

marca, según Hammer, el comienzo del segundo cuarto de siglo del Instituto.

Una vez conocidos los rasgos fundamentales de la constitución geológica de la doble Monarquía, se inicia la labor de detalle. La base de la nueva labor la ofrece el mapa a escala 1:75.000, confeccionado por el Instituto Geográfico Militar, que comienza a publicarse en 1873. A la vez, el personal fijo del Instituto aumenta, y son doce los geólogos de plantilla, más los auxiliares de laboratorio y administrativos. En 1885, a Hauer sucede en la dirección Stur, seguido a su vez por Stache en 1892.

La labor del Instituto, ya orientada hacia la intensificación de los trabajos de detalle, queda ahora mucho más limitada al crear en Budapest, en 1868, el Instituto Geológico de Hungría, y en 1880 el de Galizia, confiado a la Academia de Ciencias de Cracovia. En cambio, se extiende su acción al estudio de Bosnia y Herzegovina, recién ocupadas (1878), y al de los países limítrofes o cercanos (Montenegro, costas del mar Egeo). Asimismo, algunos miembros del Instituto trabajan temporalmente en países extraeuropeos (Foullon en Austria e islas del Pacífico, Bukowski y Tietze en el Asia Menor, Stache en Túnez, Krafft en Buchara (Turquestán ruso). La Estratigrafía de detalle es la ocupación principal del Instituto en esta época. Se revisan las floras y faunas y se establecen las sucesivas series sedimentarias, basadas en los datos paleontológicos. Numerosos son los trabajos publicados por los especialistas en esta época.

El tercer cuarto de siglo del Instituto lo distingue Hammer por la publicación de la primera entrega del «Mapa Geológico en colores». Hasta el año 1900, los mapas geológicos destinados a la venta tenían que ser coloreados a

mano por los dibujantes del Instituto. El nuevo sistema significa un importante progreso, ya que hace los mapas accesibles a un mayor número de interesados. Al mismo tiempo se inician los preparativos para editar mapas de escalas más grandes (1:25.000) que la hasta ahora usada (1:75.000). Sin embargo, la publicación de estos mapas de escala grande se hace con lentitud; el primero aparece el año 1903. (Hasta ahora, según el catálogo de las publicaciones del Instituto, de 1951, apenas pasan de una docena.) Al finar este tercer período se prepara la edición de un nuevo mapa general de Austria y de sus países vecinos a escala 1:500.000, que no aparece hasta 1933.

Los trabajos de este tercer período se caracterizan por la intensificación de los estudios paleontológicos, sobre todo de los foraminíferos y por una nueva revisión de las series estratigráficas. A la vez se acentúa el interés por las rocas hipogénicas, las pizarras cristalinas, los depósitos glaciares, lo que procura una mayor facilidad en la división estratigráfica de todos estos terrenos antes poco atendidos. Estos estudios, concentrados en grupos estratigráficos o petrográficos, de sectores del país limitados, dan lugar a la publicación de numerosas monografías, que, además, sirven de complemento a los mapas anteriormente editados.

A fines del pasado siglo se orienta cada vez más el interés del Instituto hacia la tectónica de las cadenas alpinas, una vez que se consideraba ya suficientemente asegurado el conocimiento de la composición estratigráfica de ellas. Uno de los primeros de esta época en reconocer la estructura de escamas alóctonas en los Alpes calizos fué Bittner.

Las ideas de Suess, Bertrand y Heim sobre la estructura alóctona de los Alpes adquieren importancia más tar-

de, apoyadas por observaciones parciales, como las de Rothpletz en los Alpes de Glaris y las de Schardt en los de Friburgo. A principios del siglo actual, los trabajos de Haug, Termier, Lugeon generalizan la hipótesis de las escamas de corrimiento, guiándose, desde luego, por el principio de la contracción de la corteza terrestre, base, asimismo, de las grandiosas síntesis de E. Suess en sus obras fundamentales «Die Entstehung der Alpen» (1875) y «Das Antlitz der Erde» (1883-1909). En el Congreso Geológico Internacional de 1903, que, presidido por el director del Instituto, Tietze, tuvo lugar en Viena, se expuso por vez primera a detenida discusión la nueva teoría de los mantos de corrimiento. En general, esta teoría fué poco aceptada por los geólogos austriacos, que conociendo al detalle la complejidad estructural del terreno, no podían admitir fácilmente las simplificaciones sintéticas que la teoría exigía. Con el tiempo, sin embargo, una parte de ellos se adhiere a ella (Kober es el representante más típico de sus partidarios en Austria). Ampferer inicia sus ideas sobre las corrientes magmáticas (1906), que ya existían más o menos claramente expresadas en autores anteriores (Dutton, 1892). Kossmat señala la importancia de la distribución de la gravedad en la formación de las cadenas de montañas (1921).

La Geología práctica, que es uno de los sectores más importantes del Instituto desde los primeros de su existencia, aumenta su actividad en esta época. De continuo se reciben en él numerosas consultas sobre yacimientos mineros y canteras, construcción de túneles, carreteras y pantanos, alumbramientos de aguas. En este tercer cuarto de siglo del Instituto podemos citar como labor importante de Geología aplicada la de los investigadores siguientes, que

pertenecen a él. Geyer es el consejero geólogo del túnel de Bosruck (de cerca de cinco kilómetros de longitud, que une la alta Austria con Estiria). Teller desempeña el mismo papel en la perforación del túnel de los Karawanken, de siete kilómetros de largo, entre los valles del Drau y del Save, y Kossmat, asimismo, es el geólogo consultado en la construcción del túnel del Wocheiner, de seis kilómetros de largo, en los Alpes julianos (frontera italo-yugoslava). A partir de 1908 se emprende la construcción de los pantanos. Los geólogos del Instituto son de nuevo consultados. Ampferer es el más destacado de todos. Las famosas termas de Karlsbad son objeto de informe por parte de Franz E. Suess y de Rosiwal. El canal de enlace del Danubio con el Oder tiene como consejeros a Dreger y Beck. Por último, los yacimientos de carbón de Austria dan lugar a una extensa información de Petrascheck.

La guerra del 1914 al 1918 provoca la desintegración del Imperio austro-húngaro. Austria queda reducida a su propio territorio, con una extensión de unos 84.000 kilómetros cuadrados. El Instituto intensifica su labor de Geología aplicada en busca de materias primas que sostengan el obligado aislamiento del mundo en que queda el país.

En 1918, al desaparecer la Monarquía y modificarse el régimen político de Austria, el título (Kaiserliche und Königliche Geologische Reichsanstalt) es sustituido por el actual que hasta entonces llevaba (Geologische Bundesanstalt). En 1938, la anexión de Austria a la «Gran Alemania» reduce el Instituto a una sección del «Reichsamts für Bodenforschung», que todavía en 1940 ve su nombre cambiado por el de «Reichsstelle für Bodenforschung». En 1945 vuelve a recuperar su título de 1918.

La labor del Instituto en este cuarto final de su primer

siglo de existencia define más claramente la tendencia que oficialmente se le da a la Geología económica, una de las bases, acaso la principal, de la vida del país. Las disposiciones del Gobierno, sobre todo a partir de 1945, le conceden una importancia y una autoridad cada vez más destacadas, y así, el reducido personal del Instituto ha de atender las numerosas consultas oficiales y particulares sobre toda clase de materias primas, construcción de caminos y canales, alumbramientos de aguas, protección de cuencas de agua potable, etc. Se organizan los catastros de minas, de cuencas fluviales, de saltos de agua, etc. Se emprenden los estudios de los recursos minerales aplicables a la agricultura, a las industrias cerámicas; se estudian los posibles yacimientos de petróleo. Es de especial interés citar, por ejemplo, la busca de los yacimientos de fosfatos en las cuevas.

En 1947 se dicta una ley por la cual se le confiere al Instituto el derecho exclusivo a intervenir como organismo técnico, en colaboración con la Dirección General de Minas, en la investigación y apertura de las minas del país, que luego han de ser explotadas por los particulares. La intensa campaña emprendida desde entonces en busca de nuevos yacimientos ha procurado ya ingresos considerables a la nación y le ha ahorrado además la adquisición de materiales extranjeros.

En la actualidad se prepara la edición de mapas de yacimientos mineros, aguas subterráneas, etc., atendiendo las normas de intensificar las investigaciones de Geología práctica, pero a la vez se vuelve a reanudar la confección de los mapas geológicos a escala grande (1:25.000) y la redacción de trabajos estratigráficos, petrográficos, paleontológicos, etc., si bien el personal de plantilla no es ya su-

ficiente para atender tan múltiple variedad de trabajos, por lo que se espera que el Estado lo aumente en el debido grado. Como acentúan las memorias anuales del Instituto, su labor ha sido posible cumplirla de modo satisfactorio gracias a la íntima cooperación de los geólogos ajenos a él, que ya desde su creación, en 1849, se ha mantenido en todo momento.

Citaremos aquí los tres últimos directores del Instituto. Hasta 1938 lo fué el profesor doctor consejero privado O. Ampferer. Recién nombrado su sucesor, el profesor doctor consejero privado Gustav Götzinger, fué relevado de su cargo a raíz de la anexión de Austria a la Gran Alemania, y volvió a ser repuesto en 1945. Desde 1950, al ser jubilado por edad el profesor Götzinger, desempeña el cargo de director del Instituto el doctor Heinrich Küpper, ya conocido por sus estudios en los Alpes calizos, y que luego, desde 1927, trabaja en yacimientos de petróleo del SE. de Asia, Sumatra, Java, Borneo, para volver diez años más tarde a su país.

El personal técnico del Instituto Geológico de Austria procede una parte de las Universidades, otra de las Escuelas Especiales, sobre todo de la Superior de Minas de Leoben. Dada la estructura de la enseñanza académica de Austria, el título máximo que se recibe es el de Doctor. En la Universidad, el que cursa la carrera de Ciencias Naturales recibe, una vez hecha y aprobada la tesis correspondiente, el título de Doctor phil. (Doctor en Filosofía), siguiendo así la tradición, que respeta este añejo concepto con el que se abarcan tantas ramas del saber humano). En las Escuelas Especiales de Ingeniería se concede el título de Ingeniero diplomado, equivalente en cierto modo al de Licenciado. En la Escuela Superior de Minas de Leoben

se otorga el de «Doctor rerum montanarum» al que, ya siendo Ingeniero diplomado, somete a juicio y aprobación del tribunal una tesis minera.

Sería interminable este artículo y se saldría del objeto principal del mismo si tratara de exponer, aun en breve síntesis, la labor de los geólogos austríacos en la investigación de su suelo patrio y en el progreso general de nuestra Ciencia. Al lado de los miembros del Instituto habría que poner, en capítulo voluminoso, la realizada por los profesores de Universidad y Escuelas Superiores, Academias de Ciencias, Escuelas Secundarias, Museos y aficionados particulares, a la que tendríamos que agregar, desde luego, la aportada por los geólogos extranjeros. Me basta con recordar un solo nombre: Eduardo Suess (1831-1914), largos años profesor de la Universidad de Viena, cuya obra cumbre «Das Antlitz der Erde» («La Faz de la Tierra»), «la síntesis geológica más completa y profunda aparecida en nuestros días» (Demangeon, 1907), ha merecido ser traducida a los idiomas cultos más importantes (a don Pedro de Novo debemos la excelente traducción española, de grata lectura), y de la cual dice Marcel Bertrand en el prólogo de la edición francesa (1897): «La obra de Suess marca en la historia de la Geología el fin del primer día, del día en que la luz fué hecha.»

Asimismo, sería interesante exponer el estado actual de los conocimientos sobre la estructura tectónica de los Alpes orientales, tema por demás complejo y sobre el que existen obras de fundamental importancia. En síntesis podemos decir que entre los geólogos austríacos se encuentran las más opuestas tendencias, desde Kober, que supone una serie de mantos alóctonos de gran desarrollo y desplazamiento, hasta Schwinner, que los niega. Una

posición intermedia significa Ampferer, quien, con su hipótesis de las corrientes magmáticas de convección, tiende a imaginar una autonomía en el plegamiento que recuerda las viejas ideas orogénicas de L. von Buch y E. de Beaumont. Los «geólogos de campo», del Instituto Geológico de Austria, conocedores a fondo del terreno, cartógrafos del detalle, ocupan, de igual modo, una posición intermedia. La realidad de los corrimientos no es ya negada por nadie. Conformes con Gignoux («Géologie stratigraphique», 1943), diremos que la teoría de los mantos de corrimiento de los Alpes orientales es válida «hasta nueva orden».

#### LAS PUBLICACIONES DEL INSTITUTO GEOLÓGICO DE AUSTRIA

Las publicaciones comprenden: mapas geológicos de diferentes escalas, anales, crónicas anuales, memorias, publicaciones especiales.

Como mapas de pequeña escala de la primera época del Instituto tenemos los de Hauer, de 1872, que comprende todo el Imperio a escala 1:576.000, el del mismo autor, de 1875, a escala 1:2.016.000; el de Stache, de las costas austro-húngaras, de 1878, a escala 1:1.008.000, y el de Mojsisovics, Tietze y Bittner, de Bosnia - Herzegovina, de 1880, a escala 1:576.000. Como mapas de escala grande de la misma época podemos citar el de Fuchs, de los alrededores de Viena, de 1873, a escala 1:28.000, y el de Wolf, de la cuenca carbonífera de Teplitz (Bohemia), de 1880, a escala 1:10.000.

El mapa a escala 1:75.000 comprende poco más de cien hojas, que abarcan distintas zonas del Imperio y que,

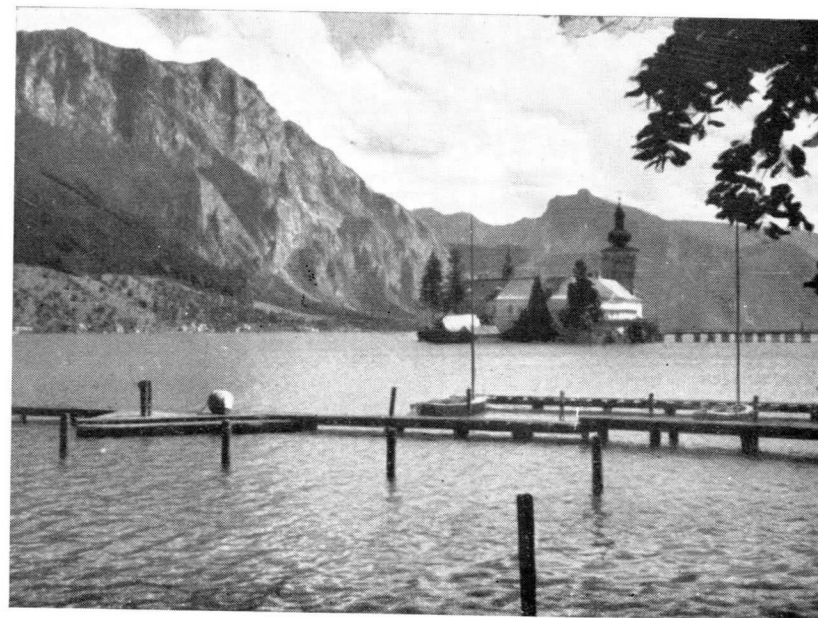


Fig. 1.—Gmunden. Lago de Traun (422 m. alt.). En medio, el palacio de Orth (siglos xv, xv). A la izquierda, el monte Traunstein (1.691 m.).

(Fot. J. G. Ll.)



Fig. 2.—Lago de Hallstatt (508 m. alt.). Al fondo, la cumbre del Plassen (1.594 m. alt.) en la caliza del jurásico superior. Delante, caliza del Dachstein (trías superior). Aprisionadas entre estos dos paquetes de roca caliza se hallan las masas salinas del triás inferior (Haselgebirge). En la orilla, la ciudad de Hallstatt.

(Fot. J. G. Ll.)

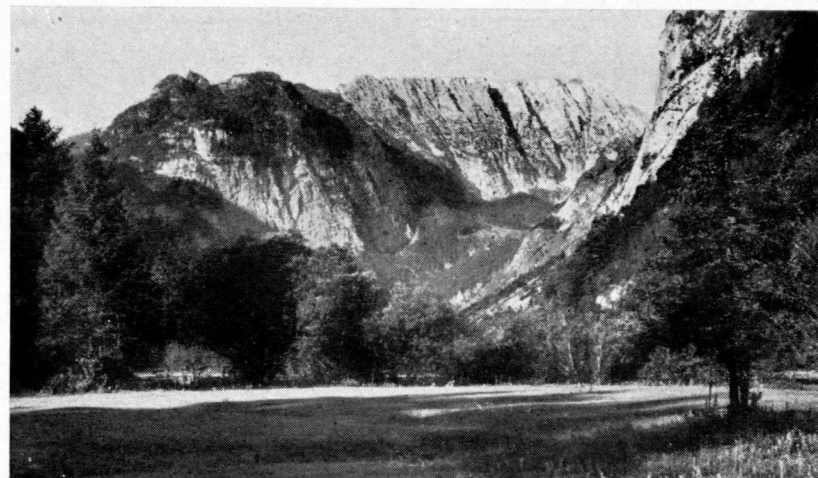


Fig. 1.—Golling. El valle del Bluntau. Al fondo, el Schneibstein (2.275 metros de altitud) en la caliza del Dachstein (trías superior alpino, noriense).  
(Fot. Jurischek.)



Fig. 2.—Golling. Collado del Torrener (1.731 m. alt.) abierto en las capas salinas del werfeniense. Al fondo, el Hoher Göll (2.522 m. alt.), en las calizas del Dachstein (noriense).  
(Fot. Jurischek.)





Fig. 1.—Golling (476 m. alt.). Valle del Lammer y cumbre del Dachstein (2.993 m. alt.). El paisaje está constituido por las distintas unidades tectónicas resueltas en mantos de corrimiento.

(Fot. Jurischek.)



Fig. 2.—Los Alpes Dolomíticos de Lienz (2.863 m. alt.) desde el puerto de Iselsberg (1.200 m. alt.).

(Fot. Kracio.)

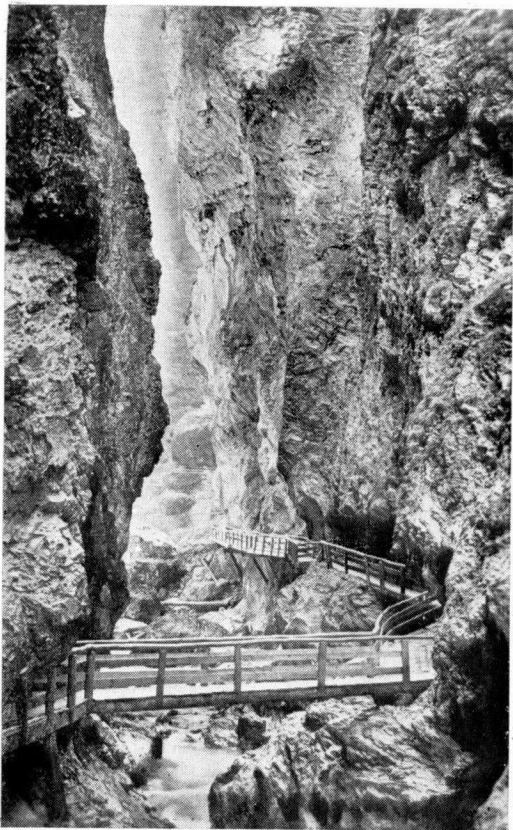


Fig. 1.—La hoz de Liechtenstein, abierta en la caliza y grauvaca paleozoicas.  
(Fot. Jurischek.)

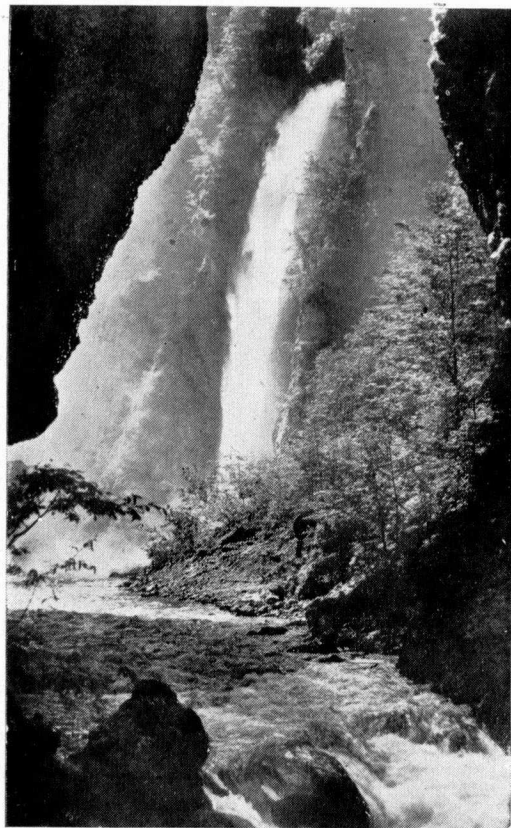


Fig. 2.—La «cascada del velo» (Schleierfall) en la hoz del Liechtenstein.  
(Fot. Jurischek.)







Fig. 1.—Cantera en la grauwaca pizarrosa, cerca de Lend.

(Fot. J. G. Ll.)

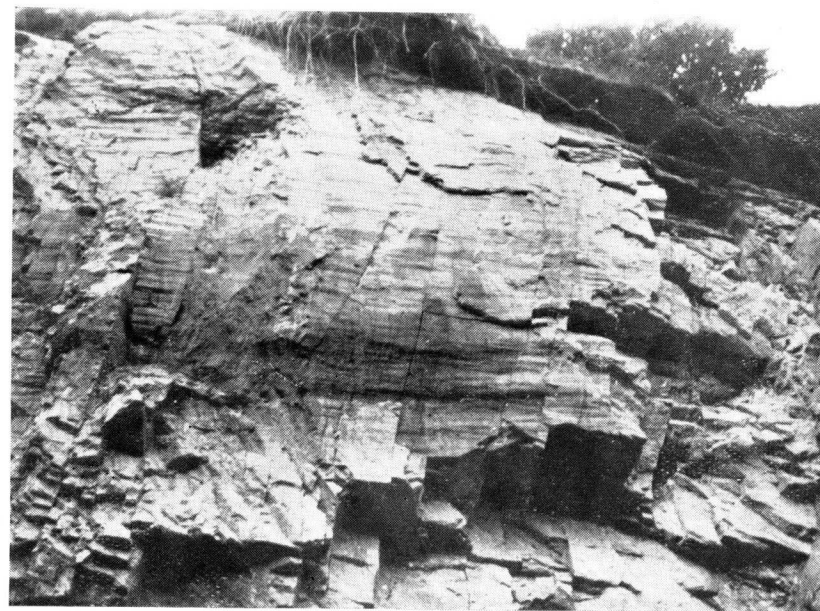


Fig. 2.—Cantera en la caliza metamórfica (jurásico superior?) de la hoz de Klamstein, Gastein.

(Fot. J. G. Ll.)



Fig. 1.—El Grossglockner (3.798 m. alt.), glaciar de Pasterze y carretera alpina del Franz-Josef Haus.

(Fot. Cosy.)



Fig. 2.—Grossglockner y glaciar de Pasterze desde el hotel Franz-Josef Haus (2.418 m. alt.).

(Fot. Glocknerwirt.)

comenzadas a editarse a fines del siglo pasado, siguen ahora, si bien con más lentitud, limitadas a Austria.

El mapa a escala 1:25.000 comprende unas quince hojas, relativas, sobre todo a los Alpes.

El mapa más moderno de escala pequeña, que abarca Austria y sus regiones limítrofes, debido a Vettors, a escala 1:500.000, es del año 1933. La memoria que lo acompaña ha sido reeditada en 1947.

Entre las publicaciones escritas, las más importantes son las Memorias, agrupadas en XXVI tomos, el primero del año 1852; el último de 1948. Desde los primeros tomos comprenden trabajos fundamentales debidos a la pluma no sólo de los miembros del Instituto, sino a los colaboradores de los distintos puntos del Imperio.

Debemos añadir que, además del Instituto Geológico de Austria, editan mapas geológicos de igual categoría y perfección no sólo los Institutos geológicos de las Universidades y Escuelas Especiales, sino las diversas sociedades científicas y montaÑeras que existen en el país.

#### LA ESCUELA SUPERIOR DE MINAS DE LEOBEN

La Minería es de añeja tradición en Austria. Ya en páginas anteriores recordamos las huellas del minero prehistórico en Hallstatt o del medieval en Oberndorf. En 1770, en el país eslovaco, que más tarde ha de quedar incorporado al Imperio austro-húngaro, se funda la Escuela de Minas de Schemnitz, el mismo año que Prusia crea la suya en Berlín. A comienzos del siglo XIX, en Austria se organizan las Escuelas Técnicas. Sin embargo, la enseñanza de la minería y de las artes metalúrgicas quedan, al principio, poco atendidas, y esto a pesar del floreciente

grado de desarrollo de las explotaciones mineras y de los centros siderúrgicos que por entonces poseía. En 1811, el Príncipe Juan funda en Graz un centro de enseñanza de las Ciencias Naturales y Agrícolas, del cual, en 1814, parte la iniciativa de pedir al Emperador la creación de una cátedra de Metalurgia, cuyo cargo había de ser desempeñado por el entonces director de la Fábrica Imperial de Viena, Widtmanstetten. Pero éste, una vez obtenido el permiso imperial, renuncia apenas nombrado (1816), y el proyecto queda detenido por largos años, hasta que de nuevo el Príncipe Juan, que entretanto, ya interesado en la industria siderúrgica, adquiere uno de los altos hornos de Vordernberg, en 1828 consigue del Emperador la autorización para crear la enseñanza de Minería y Metalurgia. En 1830, los profesores del «Joanneum» de Graz elaboran un plan de cuatro años. Los tres primeros cursos dedicados a Física y Química, Mecánica, Mineralogía, habrían de darse en Graz, en tanto que para el último, dedicado a Minas y Metalurgia, se tenía pensado situar la cátedra en Vordernberg (Estiria), centro de la región industrial entonces más importante de Austria, en donde existían 11 altos hornos y varios más en sus cercanías, así como refineries, diversas instalaciones y, por último, minas de hierro y carbón. Ya antes de obtener permiso definitivo del Emperador (2 de julio de 1836) para organizar la Escuela, el Príncipe Juan eligió como director a Peter Tunner, quien a la edad de veinticuatro años era director de una fábrica de aceros propiedad del primero. Antes de hacerse cargo de su nueva misión, Tunner fué enviado al extranjero para instruirse debidamente en las nuevas técnicas. Recorrió los países más adelantados en ellas y volvió con rica cosecha de datos y apuntes. Entretanto, en Vordern-

berg se iba construyendo la Escuela, a la cual, por indicación de Tunner, se añadía una instalación completa de refinación de metales.

El 4 de noviembre de 1840 se abrieron las puertas de la «Escuela de Minas Provincial de Estiria». Al principio, los ingenieros salidos de esta escuela provincial ocupaban cargos solamente en empresas particulares y para los oficiales, eran preferidos los procedentes de la Escuela de Schemnitz, pero pronto adquirió tal fama Vordernberg que comenzaron a acudir a su Escuela alumnos del extranjero.

La revolución de Hungría en 1848 motiva una nueva era para la Escuela Provincial. Schemnitz queda cerrado a los austríacos. El Estado se ve obligado a pensar en la creación de una Escuela Superior de Minas y al principio proyecta instalarla en otros lugares del Reino, pero a fines de aquel año decide organizar las enseñanzas complementarias, equivalentes a las de Schemnitz, en Vordernberg, cuya Escuela le es cedida bajo la condición de que permanezca en la región de Estiria. El repentino aumento del número de alumnos crea el problema de su alojamiento en la pequeña villa y entonces la inmediata ciudad de Leoben ofrece edificios amplios para albergar la Escuela y casas para sus alumnos. El 23 de enero de 1849, por decreto imperial, se crea la Escuela de Minas de Leoben, en Estiria, destinada a las provincias del Sur y la de Pribram, en Bohemia, destinada a las provincias del Norte, ambas a cargo del Estado. Estiria dona al Estado solares, edificios, material de enseñanza, colecciones procedentes de la Escuela de Vordernberg. El 1 de noviembre de 1849 comienza la actividad de la nueva Escuela con 48 alumnos. Un rígido plan de enseñanza procura a los estudiantes alcanzar la misma formación cultural que en las ya clásicas Escuelas

Superiores de Schemnitz o Freiberg, pero en los primeros tiempos es motivo de fuerte reducción en el número de aquéllos. Tras diversas modificaciones de planes y nombres (Montanlehrenstalt, Bergakademie), en 1870 hubo el intento, por parte del Estado, de trasladar las Escuelas de Minas de Leoben y Pribram a Viena, que no se llevó a efecto, aumentando, en cambio, la categoría de ambas.

El rango supremo no lo adquiere Leoben, sin embargo, hasta el año 1904, en que por decreto imperial el nombre de «Bergakademie» es reemplazado por el de «Montanistische Hochschule», que conserva desde entonces y se le otorga el derecho a conceder el grado académico o universitario y el título de Doctor en Ciencias Mineras (Doctor rerum montanarum). La enseñanza se organiza de forma que tras cuatro semestres de estudios comunes de materias generales y un primer examen de Estado siguen otros cuatro semestres de una de las dos ramas: Minas o Metalurgia. Más tarde, a partir de 1919, esta división se inicia ya en los primeros semestres, obligada por las necesidades nacionales que exigen una especialización cada vez mayor. Por la misma razón se separa la rama de «demarcación de minas», hasta entonces unida a la de Minas, cuyos titulares tienen también la misma categoría de Ingeniero diplomado.

A comienzos del siglo actual resurgió de nuevo el peligro del traslado a Viena por falta de locales en los edificios ocupados por la Escuela. La ciudad de Leoben se apresuró a ceder el terreno para la construcción de otra de nueva planta y aportó una importante suma para las obras. El 22 de octubre de 1910 tuvo lugar la solemne inauguración del monumental edificio. Poco después, la primera guerra mundial interrumpe la vida de la Escuela; en enero de 1919, abre de nuevo sus cátedras, que, de modo inesperado,

se llenan de estudiantes, alcanzando en el curso de 1921 a 1922 la cifra de 666. En parte, esto era debido a la reunión de promociones de cursos diversos retrasados por la guerra, pero en parte también al prestigio de que gozaba, lo que motiva la afluencia de extranjeros o de los países vecinos, antes incluidos en la doble Monarquía. Una buena parte de los ingenieros de entonces, emigrados a países lejanos, se abrió pronto paso ocupando posiciones técnicas importantes.

En 1934 el Gobierno, por razones económicas, hace desaparecer la autonomía de la Escuela al unirla a la Escuela Técnica de Graz. Ambas quedan bajo el título común de «Escuela Superior Técnica y Minera Graz-Leoben», lo que motiva una fuerte reducción de los alumnos y obliga más tarde, en 1937, a restablecer la autonomía de cada uno de estos dos centros. La incorporación de Austria a la Gran Alemania introdujo algunas modificaciones en la Escuela, así como la segunda guerra mundial impuso la necesidad de abreviar la duración de los cursos. Al recuperar Austria su independencia, la Escuela vuelve a regirse por el Estatuto anterior a 1938. Ni la guerra ni después la ocupación ha hecho sufrir daño alguno a sus instalaciones y edificios. El número de estudiantes se mantiene en la actualidad alrededor de los trescientos. Las nuevas normas de recuperación económica del país hace que los ingenieros encuentren rápido empleo dentro de la nación, si bien parte de ellos también son requeridos en el extranjero. Los profesores de la Escuela proceden de la Universidad, de las Escuelas Técnicas y de la misma de Leoben.

\* \* \*

Agradezco desde aquí la ayuda que me han prestado los colegas Prof. Dr. G. Götzinger, Prof. Dr. H. Küpper y Dr. Beck-Mannagetta (Viena), Prof. Dr. W. E. Petrascheck (Leoben) y Prof. Dr. R. Barbier (Grenoble) en la redacción de estas notas, así como a todos los colegas y amigos de Austria que tan agradable hicieron mi estancia en la rápida visita del año 1951.

\* \* \*

Las figuras 2 a 5 están tomadas de la obra «Geologischer Führer zu den Exkursionen aus Anlass der Wiederaufbau und Hundertjahrfeier der Geologischen Bundesanstalt am 12 Juni 1951». Wien, im Mai 1951.

## Estudio de los minerales accesorios de las rocas alteradas

POR

ISIDRO PARGA-PONDAL y JOSEFINA PEREZ-MATEOS

ISIDRO PARGA-PONDAL y JOSEFINA PEREZ-MATEOS

## ESTUDIO DE LOS MINERALES ACCESORIOS DE LAS ROCAS ALTERADAS

### I. EL GRANITO CAOLINIZADO DE LAGE

#### a) *Introducción.*

Desde hace ya tiempo ha sido preocupación independiente de los autores de esta nota, el estudio de los minerales densos que constituyen, por veces, grandes concentraciones en las playas del litoral gallego (Parga-Pondal, 1927, 1930, 1935 b y 1935 c) y en los aluviones y sedimentos de otras comarcas de España y del Sahara español (Pérez-Mateos, 1950 a y 1950 b).

El estudio de la procedencia de estos minerales ofrecen gran interés para aclarar la génesis de dichas formaciones aluvionarias.

Por otra parte, este estudio ofrece igualmente un alto interés económico, debido a que en general muchos de estos minerales constituyen la fuente principal para la obtención de varios metales raros y son materias primas de gran valor.

Consideramos por lo tanto de gran importancia tratar de determinar el contenido y la posibilidad de obtención en gran escala de los minerales accesorios de los granitos y de otras rocas, que por sus propiedades, densidad, dureza, etc., se pueden concentrar con cierta facilidad.

El programa que nos proponemos desarrollar en notas sucesivas puede dividirse en dos partes.

Estudiaremos primero las rocas ácidas, granitos, dioritas, gneises y rocas de quimismo análogo, y en segundo lugar las rocas básicas, gabros, peridotitas, anfibolitas y sus análogos geoquímicamente consideradas.

En cada uno de estos grandes grupos estudiaremos diferentes rocas del mismo tipo, pues es bien sabido que, por ejemplo, la geoquímica de los granitos en lo referente a elementos escasos puede variar mucho paralelamente a numerosos factores, de los cuales las condiciones tectónicas e incluso la orogenia a que pertenecen pueden y suelen ejercer gran influencia en el enriquecimiento o empobrecimiento de ciertos elementos químicos formadores de los minerales que nos interesan (Rankama K. 1946).

Como consecuencia del estudio geoquímico de las rocas graníticas, se conoce hoy día con gran precisión su contenido medio de elementos escasos, que debido a sus propiedades tienen un gran valor en la industria y técnica moderna.

En el cuadro I reunimos los datos más recientes relativos al contenido medio de estos importantes elementos en las rocas graníticas, según datos recopilados por Rankama y Sahama (1950).

Es bien sabido que, bien al iniciarse la cristalización magmática o bien en los procesos de metamorfismo, muchos de estos elementos escasos dan lugar a minerales, que, de modo general, se separan ya en los primeros momentos, originando sus principales minerales en forma de cristales microscópicos, de solo unas décimas de milímetro, que luego quedan incluidos en los grandes cristales de los minerales de la cristalización principal, micas y fel-

despatos. Estas inclusiones pueden observarse fácilmente durante la investigación petrográfica en lámina delgada, sin recurrir a grandes aumentos del microscopio.

Así en toda descripción petrográfica encontramos se-

CUADRO I

E L E M E N T O	gr./ton.
Ti .....	4.400
P .....	1.200
Zr .....	460
Ce .....	65
La .....	60
Nd .....	60
Sn .....	56
Cb .....	20
Th .....	13
W .....	7
U .....	4
Ta .....	4

ñalada la presencia, en los granitos, gneises y otras rocas, de estos minerales accesorios, llamados así debido a que por su pequeñez y poca abundancia no influyen en la clasificación. Entre ellos encontramos como más abundantes los siguientes: Titanita, ilmenita, rutilo, circón, apatito, ortita, monacita y casiterita, e incluso recientemente se ha comprobado por el método de las placas nucleares, la frecuente presencia de inclusiones minúsculas de varias centésimas de milímetros de diámetro, de minerales fuertemente radiactivos, como torita y uraninita.

Por otra parte, ciertos procesos finales de la diferenciación magmática posteriores a los estadios pegmatíticos, pueden introducir en las rocas por vía pneumatolítica o hidrotermal numerosos elementos de los mencionados, que forman fácilmente compuestos volátiles con el fluor, boro, etcétera. De esta manera se origina la riqueza de ciertas



granulitas en casiterita, columbita, tantalita, wolframita y que pueden ser origen de explotación industrial.

Si suponemos ahora que estos minerales recogen, al ser formados, todo el contenido del magma en sus elementos constitutivos, resulta fácil calcular cuál sería el contenido medio de estos minerales en un granito. Obtenemos de este modo los números dados en el cuadro II.

CUADRO II

Densidad	Mineral	gr./ton.	Color
4,1 a 4,2	Rutilo.	7.700	Amarillo, rojo, pardo, negro.
4,0 a 4,7	Circón.	1.000	Blanco, amarillo, pardo, rojo.
4,9 a 5,3	Monacita.	380	Amarillo, pardo.
6,8 a 7,1	Casiterita.	60	Blanco, amarillo, pardo, negro.
5,3 a 7,4	Columbita.	70	Negro.
7,2 a 7,5	Wolframita.	14	Negro.
4,0 a 5,4	Torita.	14	Amarillo, pardo-rojo, negro.
9,3	Uraninita.	4	Negro.
TOTAL.....		9.242 gr./ton.	

En este cuadro no hemos incluido más que los minerales más corrientes de estos elementos y que poseen densidades superiores a 4, unidas a una dureza y resistencia química que les permitiría permanecer sin gran desgaste ni alteración en medios desagregados.

Por las cifras anteriores vemos que, si nuestro supuesto fuese cierto, o sea, si la totalidad de cada uno de los elementos químicos mencionados existente en el magma original se concentrase para formar sus principales minerales primarios, podríamos recoger de cada tonelada de roca casi unos diez kilogramos de concentrado denso, constituido por minerales cuyo valor industrial justificaría en

muchos casos los gastos de una instalación adecuada para su extracción.

Se sabe, sin embargo, que gran parte de los átomos de algunos de estos elementos, se distribuyen espacialmente entre otros elementos de radio iónico análogo, ocupando su lugar en la red cristalina de minerales más corrientes, dando lugar a su ocultación geoquímica. Además es un hecho, por otra parte evidente, que la individualización de estos minerales tiene a veces lugar en el seno del magma, formando cristales tan minúsculos, inferiores a una milésima de milímetro, dando lugar a que su separación o recuperación resulte imposible.

Por estas razones no deben esperarse rendimientos del orden que teóricamente hemos deducido.

No obstante la presencia de dichos minerales accesorios en las rocas, así como en los sedimentos y aluviones, nos induce a investigar la posibilidad de obtener concentrados partiendo directamente de las rocas originarias, supliendo en cierto modo la labor de la Naturaleza. Consideramos por lo tanto que una labor sistemática en este sentido significaría una contribución de gran valor para el mejor conocimiento de la riqueza minera española, pues seguramente existen gran número de rocas, ya ácidas, ya básicas, cuya explotación de sus minerales accesorios sería económicamente aconsejable.

Partiendo de las anteriores consideraciones, hemos creído conveniente efectuar algunos ensayos con objeto de comprobar hasta qué punto es factible concentrar estos microscópicos minerales esparcidos en las rocas graníticas.

Naturalmente, hay que descartar el utilizar para este fin la roca granítica inalterada que constituye las grandes moles macizas que forman las montañas. Pero en cambio po-

dría resultar económico en ciertos casos, utilizar las grandes masas de granitos descompuestos y alterados ya por acciones meteóricas, ya por la actividad de las emanaciones pneumatolíticas de origen magmático o bien por acciones hidrotermales. Además, en estos últimos casos su contenido en los minerales que nos interesan puede haberse enriquecido según ya hemos expuesto.

b) *El granito caolinizado de Lage.*

Para efectuar un primer ensayo y comprobar la posibilidad de la realización práctica de las anteriores consideraciones hemos utilizado un granito totalmente caolinizado recogido en el lugar de Coens-Lage (Coruña), que actualmente se explota para la obtención del caolín (Alemany Soler 1943). Su composición mineralógica media es:

Cuarzo.....	50 %
Caolinita.....	34 %
Moscovita.....	16 %
	-----
	100 %

Forma parte de una gran masa granítica y cuya completa caolinización es debida a la acción de emanaciones pneumatolíticas e hidrotermales reductoras que ocasionaron la caolinización de los feldespatos primarios y la eliminación del hierro por su transformación en sales ferrosas solubles que se eliminaron al mismo tiempo que los elementos alcalinos.

El granito original, que se puede observar en las cercanías del lugar de Coens y que se extiende ampliamente por toda la costa a ambos lados de la ría de Lage, es un granito de dos micas en el que predomina la moscovita, tiene textura gnéisica y ha sufrido intensa deformación

tectónica que ocasionó una ultramilonización de toda su masa. Además se halla fuertemente fisurado y roto por potentes fallas cuyas más anchas grietas han sido rellenadas posteriormente por magmas ácidos y básicos, dando lugar a filones pegmatíticos y de lamprófidos. Otras veces, a través de estas grietas han ascendido los gases y vapores que ocasionaron las extensas zonas caolinizadas que se observan en varios lugares (Parga-Pondal I. 1935 e).

La intensidad de estas acciones pneumatolíticas es muy variable en su extensión e irregular en sus contornos. Hay zonas donde la eliminación del hierro ha sido casi total, dando lugar a caolines muy blancos, mientras que en otras zonas esta eliminación ha sido solamente parcial, originándose caolines amarillentos.

Para efectuar los ensayos que vamos a referir hemos utilizado los dos tipos de granito caolinizado, el blanco y el amarillo, con objeto de determinar la relación que pueda existir entre las acciones pneumatolíticas e hidrotermales que sin duda deben manifestarse en el tipo de mineralización accesoria originada según haya sido su respectiva intensidad y penetración en la masa granítica primitiva.

El tratamiento preliminar del granito caolinizado blanco fué el siguiente: Partimos de cinco toneladas y por una simple levigación con intensa agitación se separó todo el caolín y gran parte del cuarzo y de la mica, y se recogió una tonelada de un producto compuesto principalmente por granos finos de cuarzo y escamas pequeñas de moscovita y en el que suponíamos fundadamente que estaban contenidos la mayor parte de los minerales densos de dimensiones casi microscópicas.

Este producto se sometió a una separación por densidades en una mesa Wilfley, recogiendo solamente la ban-

da más densa en un espesor de unos diez centímetros, de modo que abarcase gran zona de la banda de cuarzo.

El producto así obtenido lo sometimos de nuevo a otra separación en la misma mesa, recogiendo únicamente los minerales de densidad superior a 2,7 (banda de cuarzo), separándolas simultáneamente en tres grupos, correspondientes a tres zonas de densidades medias 5,4 ; 4,0 y 3,4 y que llamamos, respectivamente, A, B y C, según se detalla en el cuadro III, en el que se puede ver el desarrollo del barigrama tal como se presenta en la mesa Wilfley y en el que damos los rendimientos y densidades de las tres fracciones separadas.

Estas tres fracciones fueron luego nuevamente clasificadas por medio de tamices en tamaños mayores o menores de una décima de milímetro, según también se expresa en el cuadro III. El cuarzo existente en las fracciones C se separó por medio del bromoformo y no se tuvo en cuenta en los cálculos de los rendimientos. De este modo se han obtenido seis fracciones A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub>, B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub>, C<sub>1</sub> y C<sub>2</sub>, que fueron posteriormente sometidas por separado a la investigación mineralógica, radiactiva y espectroquímica que detallamos más adelante.

Con el granito caolinizado amarillo operamos de modo análogo, aunque algo diferente, del anterior.

Una tonelada de este granito caolinizado amarillo, recogido en el mismo macizo granítico y a poca distancia del anterior, fué tratada directamente en la mesa Wilfley después de separarle por tamizado basto las arenas de cuarzo de tamaño superior a dos milímetros.

El resultado del barigrama se indica en el cuadro IV, según el cual separamos solamente dos fracciones de la banda de densidad superior al cuarzo y que denomina-

CUADRO III

Wolframita .....	1	granos negros 1 cm.	A	1,7 gr./ton. densidad 5,4	A <sub>1</sub> < 0,1 mm. A <sub>2</sub> > 0,3 A <sub>2</sub> < 0,3	0,4 gr./ton. d = 5,7 1,3 gr./ton. d = 5,3
Casiterita .....	2	negros » y blancos 3 cm.				
Columbita .....	3	» blancos 2 cm.	B	28,3 gr./ton. densidad 4,0	B <sub>1</sub> < 0,1 mm. B <sub>2</sub> > 0,1 B <sub>2</sub> < 0,3	12,9 gr./ton. d = 4,1 15,4 gr./ton. d = 3,9
Monacita .....	4	blancos » y negros 1 1/2 cm.				
Circón .....	5	negros » y grises 3 cm.	C	113,9 gr/ton. densidad 3,4	C <sub>1</sub> < 0,1 mm. C <sub>2</sub> > 0,1 C <sub>2</sub> < 0,3	15,0 gr./ton. d = 3,6 98,9 gr./ton. d = 3,3
Ilmenita .....	6	grises » y negros 3 1/2 cm.				
Rutilo .....	7	negros » y blancos 5 cm.				
Broquita .....		blancos				
Anatasa .....						
Turmalina .....						
Cuarzo .....						

mos P y L, o sea la fracción pesada y la ligera, y que análogamente fueron sometidas a análisis detenido después de separarles los pocos granos de cuarzo que contenían por medio del bromoformo.

De la comparación de los datos de los cuadros III y IV se deduce que los rendimientos en minerales pesados de ambos granitos es bastante diferente, dando el granito blanco 143,9 gramos por tonelada y el granito amarillo 68,3 gramos por tonelada de minerales microscópicos de densidad superior a 3. Estos resultados indican claramente que la acción de aporte pneumatolítico fué muy diferente en ambos granitos o bien que su individualización estuvo sometida a condiciones de presión y temperatura diferente.

CUADRO IV

Wolframita .....	negro	3 cm.	P	20,5 gr./ton. densidad 4,3
Casiterita .....				
Columbita .....				
Monacita .....				
Circón .....				
Ilmenita .....	negro			
Rutilo .....				
Broquita .....	negro	10 cm.	L	47,8 gr./ton. densidad 3,5
Anatasa .....				
Almandino .....				
Titanita .....				
Turmalina .....				
Cuarzo .....	blanco			

El estudio mineralógico cuantitativo de todas estas fracciones ha sido efectuado por uno de nosotros (J. Pérez-Mateos) siguiendo las técnicas holandesas ya descritas en otro lugar (Pérez-Mateos, 1948), pero sin tratar por áci-

dos, con objeto de no disolver aquellos minerales que, como el apatito, podrían quedar eliminados.

CUADRO V

	A <sub>1</sub>	A <sub>2</sub>	B <sub>1</sub>	B <sub>2</sub>	C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	P	L
Wolframita.....	3	2	3	—	—	—	60	—
Columbita.....	8	5	15	9	3	—	12	—
Ilmenita.....	13	60	24	45	18	15	81	51
Leucoxeno.....	—	2	9	6	21	33	6	15
Ilmenorutilo.....	2	3	24	15	27	9	24	6
Casiterita.....	51	29	12	13	—	—	24	6
Monacita.....	25	26	14	17	16	8	22	9
Circón.....	21	23	168	42	40	7	62	36
Rutilo.....	2	1	7	12	7	6	69	35
Broquita.....	—	—	17	9	22	9	8	6
Anatasa.....	—	—	57	95	75	56	31	19
Titanita.....	1	1	—	—	3	4	2	1
Almandino.....	—	—	6	30	—	—	42	18
Apatito.....	—	—	—	—	8	12	—	14
Turmalina.....	—	—	19	82	137	210	40	170
TOTALES.....	126	172	375	375	377	369	483	386

CUADRO VI

	A <sub>1</sub>	A <sub>2</sub>	B <sub>1</sub>	B <sub>2</sub>	C <sub>1</sub>	C <sub>2</sub>	P	L
Wolframita.....	3,0	1,6	1,3	—	—	—	18,9	—
Columbita.....	6,5	3,2	5,2	3,2	1,3	—	3,1	—
Ilmenita.....	8,0	29,2	6,8	13,0	5,9	5,2	15,7	15,1
Leucoxeno.....	—	0,9	2,1	1,6	6,0	9,6	1,0	4,3
Ilmenorutilo.....	1,5	1,8	7,8	5,4	10,6	4,1	5,8	2,3
Casiterita.....	48,8	36,9	4,9	5,9	—	—	7,2	3,3
Monacita.....	17,7	14,5	4,2	5,7	6,0	3,5	4,9	3,4
Circón.....	12,9	11,1	44,3	12,2	12,6	2,5	12,0	10,8
Rutilo.....	1,1	0,4	1,7	3,1	2,0	2,0	12,1	9,8
Broquita.....	—	—	4,0	2,3	6,3	3,1	1,3	1,7
Anatasa.....	—	—	13,0	23,8	17,9	16,8	5,2	5,2
Titanita.....	0,5	0,4	—	—	0,8	1,2	0,3	0,2
Almandino.....	—	—	1,4	7,7	—	—	7,2	5,1
Apatito.....	—	—	—	—	1,8	3,5	—	3,4
Turmalina.....	—	—	3,3	15,8	28,8	48,5	5,3	35,4
TOTALES.....	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Los resultados obtenidos se reúnen en el cuadro V, en el cual se indican los recuentos efectuados para cada fracción estudiada, o sea el número de granos que de cada mineral se han encontrado en el total que se especifica.

En el cuadro VI damos la composición mineralógica centesimal en peso, para las distintas fracciones, calculada, teniendo en cuenta las densidades medias de cada mineral, a partir de los datos del cuadro V.

A continuación describimos las características más salientes de cada uno de los minerales hallados, destacando aquellas que han servido para su identificación.

#### MINERALES TRANSPARENTES

*Casiterita*.— $\text{Sn O}_2$ . Tetragonal.—p. e. = 6,8 — 7,1.

Domina en las fracciones de más alta densidad  $A_1$  y  $A_2$ , en fragmentos de cristales o en granos quebrados de superficie irregular, con vivas fracturas debido a su dureza, de un color rojo pardo desigualmente distribuido por el grano. Los cristales de casiterita procedentes de estos granitos alterados y caolinizados de Lage, son pleocroicos con pleocroísmo acusado.

ε = rojizo-pardo débil a rojo-pardo intenso  
 ω = gris verdoso débil a verdoso parduzco

que marca un carácter específico, ya que las variedades de casiterita pleocroica son locales. Este pleocroísmo parece ser debido a la presencia de columbio y tántalo en la red cristalina. (Liebenberg W. R., 1948).

Los cristales mejor conservados muestran finas estrías sobre las caras (101) características.

Casi todos los granos son transparentes y algunos tras-

lúcidos, siendo estos últimos ricos en inclusiones ferríferas, mostrando el tono rojizo más acusado en los bordes o partes más delgadas del grano o cristal. Se mantienen en estos materiales la asociación típica de la casiterita-circón.

Los granos más intensamente coloreados, rojizos, podrían aquí confundirse con el rutilo, ya que coinciden en su hábito y fuerte relieve, pero la birrefringencia en la casiterita es menor.

*Monacita*.— $(\text{Ce. La. Nd. Pr})_2 \text{O}_3 \text{P}_2 \text{O}_5$ . Monoclínico. p. e. = 4,9 — 5,3.

Domina en las fracciones de densidad más alta  $A_1$   $A_2$  de p. e. superior a 5.

Se observan algunos cristales tabulares según (100) de contorno exagonal debido a la combinación del (010) con el prisma (110), pero más comúnmente se presenta en fragmentos equidimensionales, a veces redondeados, de un color amarillo verdoso pálido hasta los casi incoloros, con fuerte relieve u birrefringencia alta.

Podría confundirse la monacita en estos materiales con el circón y la titanita con los que tiene el carácter común de índice de refracción alto y posible semejanza de matiz, diferenciándose ópticamente del primero en la figura de interferencia uniaxial en el circón y biaxial en la monacita, y de la titanita en la dispersión muy ligera en la monacita y fuerte en la titanita. Se recurrió al análisis espectroquímico que confirmó los resultados ópticos al manifestarse la raya del cerio.

Con frecuencia aparece en la superficie de los granos y cristales manchas, roturas y sombras debido a productos de alteración del cerio. Es mineral propio de rocas eruptivas ácidas, encontrándose en arenas gallegas con

cierta frecuencia y abundancia. (Pardillo y Soriano, 1929; Parga-Pondal, 1935, a) y b).

En estos materiales de Coens (Lage), originados *in situ* a partir de masas graníticas descompuestas, la monacita aparece en asociación característica con el circón y la ilmenita.

*Circón*.—Si O<sub>2</sub>, Zr O<sub>2</sub>, Tetragonal.—p. e. = 4,5 — 4,7.

Las fracciones más finas dentro de los grupos establecidos por densidades A<sub>1</sub>, B<sub>1</sub>, C<sub>1</sub> < 0,1 mm., son las que ofrecen una destacada abundancia en circón, presentándose en prismas más o menos alargados según el eje *c*, en cristales bastante perfectos cuya combinación más frecuente de formas, es la de (110) con (111) y a veces (100), aunque su aspecto es variable debido al desigual desarrollo del prisma y pirámides.

Existen en estos materiales dos variedades de circón: el hialino o transparente, que da los cristales más perfectos y cortos, y otro de apariencia sombreada o turbio. También se identifican otros circones de estructura zonal con un núcleo incoloro bastante bien delimitado y una zona externa parduzca y turbia que, al exterior, muestra un cierto redondeamiento. En los circones transparentes puede comprobarse el elevado índice de refracción de este mineral, por su fuerte relieve, así como su alta birrefringencia. Domina el circón incoloro, aunque se han hallado granos de ligero tono melado, así como también se acusa el dominio del circón en cristales, siendo poco frecuentes los granos de aristas suavizadas que no llegan al redondeamiento total.

La opacidad en los circones turbios es debido a numerosas inclusiones amontonadas y no a productos de alteración. En varios cristales se destacan inclusiones crista-

linas en forma de finísimas varillas, orientadas paralelamente según la longitud del cristal o desigualmente distribuidas; también se observan inclusiones líquidas y gaseosas. En las preparaciones que estudiamos se diferencia de la titanita por su completa y recta extinción, así como por el hábito de sus cristales.

*Rutilo*.—Ti O<sub>2</sub>, Tetragonal.—p. e. = 4,24.

Es constante su presencia en todas las fracciones estudiadas en proporciones bajas, a excepción de las fracciones P y L, presentándose en dos aspectos: en el de rutilo ordinario de un color rojizo rutilante o también amarillo oro a amarillo miel y en la variedad «nigrina» casi opaco con ligera traslucencia en los bordes y sólo reconocible al microscopio con la ayuda del condensador; brillo craso y pleocroísmo poco manifiesto. Su hábito es prismático, en fragmentos alargados, según una dirección y estriación vertical acusada paralela al eje *c*.

El rutilo ordinario tiene un brillo diamantino característico observable con luz reflejada. Otras características ópticas que tomamos en cuenta para su identificación son: su elevado índice de refracción, birrefringencia extrema, débil pleocroísmo y máxima absorción según el eje *c*.

En la fracción P, en que el porcentaje es elevado, se identifican algunas maclas en codo según (101), habiéndose hallado dos individuos maclados según (301), dando una macla «en corazón», perfecta, a pesar de su tamaño microscópico.

Esta especie mineral es más sensible a las acciones mecánicas que a las químicas y debido a su fragilidad casi ningún cristal se conserva completo en sus terminaciones piramidales que aparecen rotas.

*Broquita.*— $\text{Ti O}_2$ , Rombico.—p. e. = 3,8 — 4.

Especie presente en las fracciones de p. e. inferior a 5 de los materiales que se estudian. Se identifica generalmente en fragmentos de cristales, aplanados según (100), con aspecto rayado o acanalado debido a su estriación marcada sobre dichas caras y paralela al eje vertical. Color amarillento desigualmente distribuido en la superficie del grano, apareciendo algunos borrosos debido a inclusiones negras y opacas que les recubren en parte.

Fortísimo relieve por su índice de refracción alto, del mismo orden que la anatasa y el rutilo; birrefringencia fuerte y pleocroísmo débil del amarillo pálido al amarillo limón.

Rápidamente identificamos la broquita por la ausencia total de extinción y la rotación característica de sus colores de interferencia, siendo este el carácter óptico que más la diferencia de la anatasa, así como su fuerte dispersión.

*Anatasa.*— $\text{Ti O}_2$ , Tetragonal.—p. e. = 3,82 — 3,95.

Es bastante abundante en estas fracciones, a excepción de las  $A_1$   $A_2$  de densidad superior a 5, siendo uno de los minerales accesorios característicos de estos granitos caolinizados de Lage. Se presenta en tabletas cuadráticas muy frecuentemente biseladas y acopladas en grupos de dos; los cristales piramidales, aislados o asociados, son escasos y muestran una fina estriación transversal sobre las caras (111) que prueba de su fácil exfoliación basal debido a la cual se originan los cristales tabulares. Dominan las anatasas de color azulado-verdoso y también las negroazuladas; su brillo es adamantino. En numerosos cristales se delatan inclusiones de opacos ferrosos que les comunican opacidad.

Aunque la extinción de la anatasa es recta en los granos basales tabulares, se observa que la extinción no siempre es total en luz polarizada paralela, en toda una rotación completa de la platina, y estos mismos cristales tabulares, en luz convergente, presentan biaxicidad.

Todos los cristales muestran fuerte relieve que se hace patente en la oscuridad de sus bordes acusando un elevado índice de refracción. El pleocroísmo sólo es manifiesto en los granos más intensamente coloreados.

*Almandino.*— $(3 \text{ Si O}_2, \text{ Al}_2 \text{ O}_3, 3 \text{ Fe O})$ . Regular.—p. e. = 3,5 — 4,3.

Variedad del granate. Se encuentra en escasa proporción y poca frecuencia, en las fracciones separadas de estos materiales, presentándose en fragmentos subangulares de superficie rugosa y brillante de color rosado, e isotropos.

*Titanita.*— $\text{Ca O. Ti O}_2. \text{ Si O}_2$ . Monoclínico.—p. e. = 3,4 — 3,5.

Sólo se identifica en algunas de las muestras, quedando definida como especie «rara» en estos materiales. Se presenta en fragmentos irregulares de un color amarillo suave o casi incoloros, diferenciándose del circón por su fuerte dispersión y su más alta birrefringencia, debido a cuyas propiedades ópticas exhibe un reflejo azulado característico entre nicoles cruzados, mostrando idéntica coloración en estas condiciones que en luz ordinaria.

*Turmalina.*— $(\text{Si}_6 \text{ O}_{27} \text{ B}_3) (\text{OH. F})_4 \text{ Al}_5 \text{ Mg}_3. \text{ Ca Mg}$ . Exagonal romboédrico.—p. e. = 2,98 — 3,20.

Es la turmalina aluminico-magnésica o magnesiana de color pardo castaña. Se halla ausente en las fracciones más densas de p. e. superior a 5, aumentando su proporción inversamente a los valores de los pesos específicos, como

puede observarse en el cuadro de resultados, llegando al 48,5 por 100 en la fracción C<sub>2</sub> de p. e. 3,3.

Hábito prismático, en prismas estriados verticalmente, que no conservan las terminaciones romboédricas y más comúnmente en fragmentos de prismas de un color pardo castaña intensamente pleocroicos, siendo  $\omega > \epsilon$

$\omega$  = pardo oscuro  
 $\epsilon$  = amarillo pálido

Extinción paralela a la longitud y a las estriaciones del cristal. En muchos se destacan inclusiones en granos y agujas de circón y rutilo y granillos opacos probablemente de casiterita.

Se identificaron dos indicolitas o variedad azul de la turmalina y en alguna sección transversal de prisma, pudo observarse la zona interna azulado-verdosa debida a la influencia de cationes ferrosos, característica en las turmalinas pardas y negras. (López de Azcona, 1944, y Pérez-Mateos, 1944.)

Es de advertir la inversidad que se delata entre la turmalina y el circón-monacita, en relación con sus densidades.

#### MINERALES OPACOS

Observado primeramente el magnetismo en estos materiales, se vió que acusaban un mínimo, quedando por lo tanto excluída la presencia de la magnetita.

Se identifican las siguientes especies minerales, entre los pesados opacos:

*Ilmenita*.—Fe O. Ti O<sub>2</sub>. Exagonal romboédrico.—p. e. = 4,6 — 4,9.

Aparece en granos negros, completamente opacos de

hábito subangular romboidal o más comúnmente en granos redondeados a partir de romboedros agudos. Con luz reflejada su color es grisáceo y brillo metálico o submetálico. Con mucha frecuencia aparecen manchas superficiales de un color blanquecino o blanco amarillento que indican alteración a leucoxeno, siendo precisamente estas manchas las que ayudan a su identificación microscópica. Débilmente magnética.

Se presenta aquí la ilmenita en asociación con la monacita, el circón y el rutilo, especies todas de importancia comercial, cuya asociación se delata en varias arenas explotables.

*Leucoxeno*.—(Variedad de la titanita en agregados finamente granudos o fibrosos).—p. e. 3,5 — 4,5.

Se presenta comúnmente sobre la ilmenita y el rutilo como un reborde blanquecino y siempre en las especies minerales titaníferas, apareciendo otras veces en granos de un blanco sucio y como producto de alteración.

*Ilmeno-rutilo*.—(Variedad de rutilo que tiene una cierta proporción de Nb<sub>2</sub>O<sub>5</sub> y Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>).—p. e. — 5,6.

Se identifica en granos de color negro con cierto viso pardo rojizo.

*Columbita-tantalita*.—Nb<sub>2</sub> O<sub>6</sub> (Fe, Mn) y Ta<sub>2</sub> O<sub>6</sub> (Fe, Mn); p. e. 5,3 y 7,2, respectivamente. S. Rombico.

Identificamos algunos cristales de columbita bastante perfectos y de hábito más bien aplanado según (100), combinación de esta forma con (010) (201) y (001) (figs. 12 y 13).

También en fragmentos de cristales de aristas vivas que acusan su fractura concoide; color negro con brillo especial piceo.

El análisis espectral confirma la presencia de estas especies minerales del grupo de la columbita, principalmen-



te en las fracciones A<sub>1</sub> A<sub>2</sub> y P coincidiendo con la más elevada proporción en casiterita pleocroica.

*Wolframita.* — WO<sub>4</sub> (Fe, Mn). Monoclínico. P. E. 7,2 — 7,5.

Se identifican algunos fragmentos de color pardo oscuro a negro con brillo craso. Se confunde bastante con la niobita cuando ésta no ofrece el hábito característico de sus cristales.

También el análisis espectral confirma la presencia de esta especie que es particularmente abundante en las fracciones P, A<sub>1</sub> y A<sub>2</sub>.

Resumiendo los resultados de la investigación mineralógica cuantitativa observamos que los minerales accesorios existentes en estas fracciones concentradas a partir de los granitos caolinizados de Lage pueden agruparse en :

	TRANSPARENTES	OPACOS
I. Especies comunes.....	Circón Rutilo Almandino..... Broquita Anatasa Turmalina	Ilmenita
II. Especies raras.....	Monacita Titanita	Columbita Tantalita Wolframita
III. Especie local.....	Casiterita (pleocroica)	

Son minerales estables, a excepción de la ilmenita y cuyos cristales, en general, se conservan bastante perfectos, apreciándose aún en los más erosionados y redondeados las facetas correspondientes a sus caras :

a) Las fracciones A<sub>1</sub> A<sub>2</sub> de densidad media 5,4 son ri-

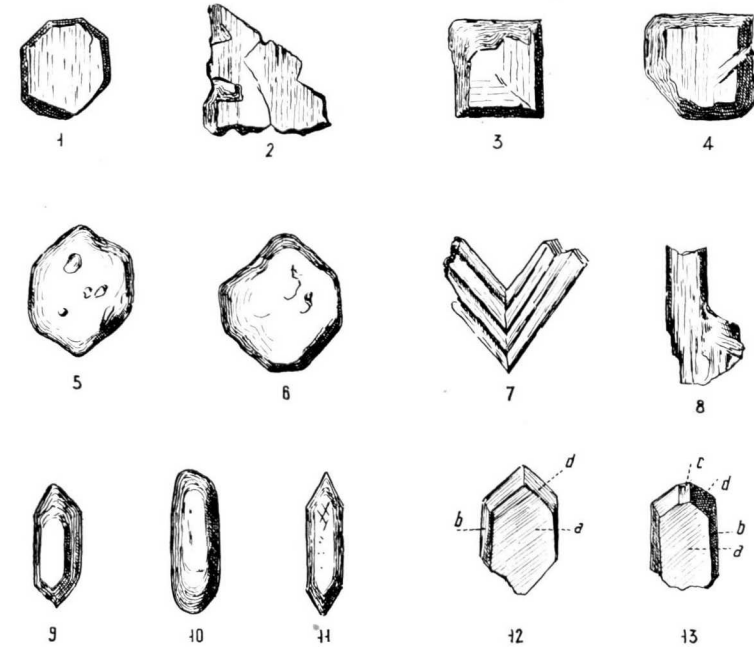


Fig. 1-2. Bronquita: cristal aplanado según (100) y fragmento de cristal, ambos con estriación || al eje C.—3-4. Anatasa: tabletas cuadráticas originadas por exfoliación basal sobre las caras (111).—5-6. Monacita: cristales de contorno exagonal debido a la combinación de la forma (110) con (010).—7-8. Rutilo: macla según (101) y fragmento de cristal.—9-11. Circon: cristales alargados, combinación de las formas (110) con (111).—10. Tipo de cristal turbio redondeado.—12-13. Columbita; cristales algo aplanados según *a* (100), combinaciones de esta forma con *b* (010), *d* (011) y *c* (001).

cas en las siguientes especies transparentes: Casiterita, monacita, circón; y entre las especies opacas: Ilmenita, columbita, tantalita, wolframita, todas, especies minerales de interés comercial. Son también los minerales «pesados» de mayor p. e. entre los accesorios identificados.

b) Las fracciones  $B_1$   $B_2$  de densidad media 4,0 acusan un gran descenso en casiterita y monacita, apareciendo especies de p. e. inferior, como son: Almandino, broquita, anatasa, turmalina.

La proporción en circón es elevada en la fracción  $B_1$   $< 0,1$  mm., puesto que el circón es de los minerales pesados de más exiguas dimensiones, mientras que el granate y la turmalina aumentan en  $B_2$   $> 0,1$  mm. Entre los opacos se conserva constante la proporción de ilmenita y minerales del grupo de la columbita.

c) Las fracciones  $C_1$  y  $C_2$  de densidad media 3,4 mantienen el descenso en monacita y desaparece la casiterita, aumentando la turmalina hasta un 48,5 por 100 en la fracción  $C_2$  de mayor grosor, y desciende la proporción de circón hasta un mínimo de 2,5 por 100 en  $C_2$ . La anatasa y broquita se conservan en proporciones análogas a las fracciones  $B_1$  y  $B_2$ .

El rutilo se halla presente en todas las fracciones en muy bajos porcentajes.

Respecto a las fracciones P y L de densidad medias respectivas 4,3 y 3,5 se observa que la turmalina y circón están en proporciones inversas y en función de sus densidades, como puede observarse en el cuadro VI de resultados. Entre los opacos existen: Ilmenita y wolframita, dominantes, y columbita, leucoxeno e ilmenorutilo en menor proporción.

Hay un aumento en la proporción de rutilo, presen-

tándose de modo característico la variedad amarillo oro, en cristales bastante perfectos y maclados (fig. 7.)

Se conservan en proporciones análogas las demás especies minerales identificadas.

Con objeto de confirmar la investigación mineralógica en lo referente a la caracterización de las especies minerales opacas de peso específico elevado y puesto que se suponía fundadamente la presencia de columbita-tantalita y de wolframita en proporción no escasa en las fracciones A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub> y P, se procedió al análisis espectral de todas las fracciones. Los resultados de esta investigación espectroanalítica puede verse en el cuadro VII. Estos análisis fueron efectuados en el Laboratorio de Análisis Espectroquímico del Instituto de Edafología (C. S. I. C.) por el doctor P. Rodríguez, a quien expresamos nuestro agradecimiento.

Como puede verse, queda demostrado, sin lugar a duda, la existencia de dichos minerales, así como se ha confirmado al mismo tiempo, caracterizando el estaño y el cerio, la existencia de gran cantidad de casiterita y de monacita, de acuerdo con la investigación mineralógica.

CUADRO VII  
*Análisis espectral cualitativo*

MUESTRA	ELEMENTO
A <sub>1</sub>	Nb, Ta, W, Ce, Sn
A <sub>2</sub>	Nb, Ta, W, Ce, Sn
B <sub>1</sub>	Nb, Ta, Sn
B <sub>2</sub>	Nb, Ta, Sn
C <sub>1</sub>	Nb, Ta
C <sub>2</sub>	Nb, Ta, W, Ce, Sn

Además tienen indicios de Ta las C<sub>2</sub> y 4 y de W las B<sub>1</sub> y B<sub>2</sub>.

Un aspecto que consideramos de modo particular en la investigación que nos ocupa fué la comprobación de la existencia de minerales radiactivos. La doctora Astudillo, del Instituto de Química Física de Madrid, del C. S. I. C., se brindó amablemente para efectuar los análisis correspondientes, por lo que deseamos expresar aquí nuestro agradecimiento. En el cuadro VIII se dan los valores en torio obtenidos para las diferentes fracciones A<sub>1</sub>, A<sub>2</sub>, B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub>, C<sub>1</sub>, C<sub>2</sub>, P y L. Debiendo hacer constar que para las fracciones C<sub>1</sub>, C<sub>2</sub> y L, las determinaciones se hicieron sin separarle el cuarzo que contenían y por ello son consideradas como inactivas, pues resultan muy diluidos los minerales radiactivos que pudiesen contener.

Las medidas de la radiactividad fueron hechas con un tubo contador Geiger - Müller, empleando ventana de aluminio de espesor 0,025/cmm. gr./cm.<sup>2</sup>, y dotado de su equipo de registro electrónico correspondiente.

Como patrón se empleó una monacita de Balarés (Puenteceso, Coruña) valorada químicamente por uno de nosotros (Parga-Pondal) y con un contenido en Th O<sub>2</sub> del 4,56 por 100.

CUADRO VIII  
*Análisis radiactivo*

MUESTRA	Th %
A <sub>1</sub> .....	1,99
A <sub>2</sub> .....	1,35
B <sub>1</sub> .....	0,39
B <sub>2</sub> .....	0,13
C <sub>1</sub> .....	—
C <sub>2</sub> .....	—
P.....	0,19
L.....	—

Los resultados del cuadro VIII indican que el contenido en thorio de las distintas fracciones no puede ser atribuido exclusivamente a la monacita. En primer lugar, no existe proporcionalidad entre la radiactividad medida y el contenido en monacita en cada una de las fracciones de concentrados, y en segundo lugar habría que admitir que el contenido en thorio de las monacitas de estos granitos es muy superior al que tienen las monacitas gallegas analizadas (Parga-Pondal, I, 1935 c), lo cual no es fácil que ocurra. Estas consideraciones apoyan la suposición de la existencia en estos concentrados de otros minerales radiactivos.

Estos bien pueden hallarse entre los minerales opacos y pertenecer al grupo de la euxenita o de la samarskita, que, tanto por su densidad como por sus propiedades cristalográficas, son análogos a la columbita y, por lo tanto, imposibles de distinguir en la investigación mineralógica realizada. Así, el cristal de la figura que damos como de columbita, podría muy bien ser de euxenita o de samarskita.

Tampoco es imposible la existencia de algún grano suelto de thorita o de uraninita, pues recientemente se ha puesto en evidencia la existencia de estos minerales en los granitos por medio del método de las placas nucleares. (Coppens R., 1951.) Precisamente utilizando este método con un concentrado de las fracciones B<sub>1</sub> y B<sub>2</sub> el profesor Torre-Enciso (1952) comprobó la fuerte radiactividad de las mismas.

Naturalmente, la presencia de estos minerales no es fácil de descubrir por los métodos mineralógicos empleados, dada la analogía cristalográfica en la thorita con el circón y por ser la uraninita un mineral opaco.

Otra posibilidad de explicar la radiactividad alta de estos concentrados podría atribuírsela a las inclusiones que hemos observado en el circón, pues hoy se sabe que este mineral (Picciotto E., 1951) puede englobar en su seno la mayor parte de la radiactividad de los magmas graníticos.

Este importante problema de la determinación de los minerales radiactivos existentes en los concentrados de los minerales accesorios de los granitos queda, pues, pendiente de resolver y esperamos ocuparnos de él una vez que dispongamos de mayor cantidad de material para estudio.

Basándonos en los resultados obtenidos en los análisis e investigaciones que acabamos de exponer, es fácil ahora calcular el contenido de los granitos caolinizados que nos ocupan en minerales accesorios.

CUADRO IX

	Granito blanco gr./Tn.	Granito amarillo gr./Tn.
Wolframita .....	0,2	3,9
Columbita .....	1,4	0,6
Ilmenita .....	9,4	10,7
Leucoxeno .....	11,7	2,2
Ilmenorutilo .....	7,3	2,2
Casiterita .....	2,2	2,9
Monacita .....	5,7	2,5
Circón .....	12,1	7,8
Rutilo .....	3,0	7,2
Broquita .....	4,5	1,1
Anatasa .....	25,2	3,4
Titanita .....	1,2	0,1
Almandino .....	1,4	3,9
Apatito .....	3,2	2,0
Turmalina .....	55,4	17,8
TOTAL .....	143,9	68,3

Teniendo en cuenta las densidades de estos minerales y la composición por volúmenes dada en el cuadro V, he-

mos calculado este contenido expresándolo en gramos por tonelada que de cada mineral hay en dichos granitos.

En el cuadro IX pueden verse los resultados hallados.

Estos resultados son particularmente interesantes, pues indican que el proceso pneumatolítico actuó en forma diferente en ambos granitos estudiados.

No debemos olvidar en primer lugar que originalmente se trata para ambas muestras estudiadas de un mismo granito, probablemente de origen anatexítico y, como tal, muy pobremente enriquecido en los elementos que nos ocupan como formadores de los minerales accesorios; en segundo lugar, es un granito que ha sufrido intensas acciones tectónicas que lo gneisificaron y ultramilonizaron en toda su masa. Debemos, pues, considerar su actual mineralización accesoriosa como producida fundamentalmente por un proceso de aporte pneumatolítico que tuvo lugar inmediatamente antes de su caolinización hidrotermal y todo en fase orogénica muy posterior a su gneisificación.

Debemos, pues, achacar la diferente mineralización hallada a variaciones en la intensidad del aporte sufrido.

Si nos fijamos en los tres minerales rutilo, broquita y anatasa, cuya composición química ( $TiO_2$ ) es la misma, vemos que sus proporciones son, respectivamente, 3,0, 4,5 y 25,2 para el granito blanco y 7,2, 1,1 y 3,4 para el granito amarillo, y si tenemos en cuenta las condiciones de transformación de estos minerales (Thienchi. N. 1947), debemos admitir que en el granito blanco la transformación pneumatolítica se prolongó a temperaturas muy bajas, mientras que éstas fueron superiores a los 600° únicamente para el granito amarillo casi en fase pegmatítica.

A estas diferentes temperaturas de la acción de los gases mineralizadores debe achacarse el mayor contenido

en turmalina y monacita del granito blanco, así como el predominio de la casiterita, columbita y wolframita en el granito amarillo, de acuerdo con los principios de repartición geoquímica de la mineralización de Fersman (Varlamof, 1946).

El proceso que tuvo lugar es sin duda bastante complicado y consideramos muy probable que debe admitirse la acción alternativa de fases de aporte pneumatolítico, tan pronto a temperaturas elevadas como a temperaturas bajas con aporte de carácter hidrotermal.

Es indudable, sin embargo, que por la sola consideración de estos dos granitos estudiados no pueden hacerse generalizaciones sobre el mecanismo del proceso pneumatolítico, y por ello consideramos muy conveniente extender estos estudios a mayor número de casos análogos de modo que podamos disponer de material experimental suficiente para precisar las fases por que pasa el proceso de acción transformadora debido a la imbibición de las rocas por las emanaciones magmáticas.

A nuestro modo de ver, no hay duda de que puede hablarse de un frente pneumatolítico y de una columna de imbibición pneumatolítica análogamente a lo que se hace para los procesos de migmatización (Wegman E., 1935), pero en nuestro caso el icor o migma está representado por las emanaciones mineralizadoras magmáticas.

Es indudable que según sea la composición química de estas emanaciones y las condiciones físicas de presión y temperatura a que actúan sobre las rocas ya formadas, así variará la influencia transformadora que ejerza sobre dichas rocas.

Como resumen de la precedente investigación podemos decir que el granito caolinizado de Lage debe su relativa-

mente escasa mineralización accesoria a la acción de emanaciones pneumatolíticas que actuaron en las distintas zonas a diferentes temperaturas, condicionando éstas el grado y la calidad de la mineralización residual existente y que se caracteriza por el tamaño microscópico de los minerales producidos.

Esperamos que este método de investigación aplicado a otras rocas ácidas y básicas sirva para aclarar diferentes cuestiones de geogénesis actualmente planteadas.

#### BIBLIOGRAFIA

- ALEMANY SOLER, J.: *Los yacimientos de kaolín en España. Kaolines de Lage, S. L.* «Minería y Metalurgia», núm. 31, nov. 1943, pág. 7. Madrid, 1943.
- COPPENS, R.: *Etude de la radioactivité de quelques roches par l'emulsion photographie.* «Bull. Soc. franc. min.», abril-juni, 1950, págs. 217-321.
- LIEBENBERG, W. R.: *Notes on the occurrence of a pleochroic Variety casiterite from South Africa.* «Trans. Geol. Soc. South Africa», 1946, vol. 48, págs. 1-9.
- LÓPEZ DE AZCONA, J. M.: *Relación entre el color y la composición espectroquímica de las turmalinas.* «Alfa». Núm. 3, 36 a 37, 1944.
- PARDILLO, F. y SORIANO, V.: *Hallazgo de la monacita en las arenas de la ría de Vigo.* «Asoc. Esp. Progr. Cienc.», XII Congr. Barcelona, sec. IV, Cienc. Nat., pág. 141, 1929.
- PARGA-PONDAL, I.: *Sobre la presencia de ilmenita nas areas de Galicia. Análisis da ilmenita de Balarés.* «Arq. Sem. Estud. Galegos», t. I, pág. 241. Santiago, 1927.
- y LORENZO, D.: *Sobre la presencia de la magnetita y de la ilmenita en las arenas de las playas gallegas.* «An. Soc. Esp. Fis. y Quim.», t. 27, págs. 353-357. Madrid, 1930.
- PARGA-PONDAL, I.: *Sobre la presencia de la ortita en los granitos gallegos.* «Bol. Universidad de Santiago», 1933.
- *Ensayo de clasificación cronológica de los granitos gallegos.* «Reseñas científicas de la Soc. Esp. Hist. Nat.», t. X, págs. 27-34, y «An. Fac. Cienc. Porto», t. XX. Porto, 1935. a).
- *Sobre la presencia de arenas monacíticas en las costas gallegas.* «Boletín Acad. Cienc. Exactas, Físicas y Naturales», año I, núm. 2, páginas 16-18. Madrid, 1935. b).
- *Arena monacítica de la Ría de Arosa (Galicia).* «An. Soc. Esp. Fis. Quim.», t. XXXIII, pág. 466-469. Madrid, 1935. c).

- PÉREZ-MATEOS, J.: *El color en la turmalina.* NOTAS Y COMUNICACIONES DEL INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA, núm. 13 (1944).
- *Estudio mineralógico de las arenas.* «Anal. Inst. Esp. Edaf. Fis. Veg.», t. VII, 1948.
- *Estudio mineralógico de algunas muestras de arena del Sáhara meridional español.* «Archivos del Instituto de Estudios Africanos», 1950. a).
- y MUÑOZ TABOADELA, N.: *Minerales detríticos pesados de la zona de metamorfismo de Montejo de la Sierra.* «Anal. de Edaf. y Fis. Veg.», t. IX, págs. 15-28, 1950. b).
- PICCIOTTO, E. E.: *Distribution de la radioactivité dans les roches eruptives.* «Bull. Soc. Belge de Geologie», 1950, t. LIX, págs. 170-198.
- RANKAMA, K.: *La diferenciación geoquímica de la corteza terrestre.* Resumen en español por A. San Miguel del trabajo original publicado en «Bull. Com. Geol. Finlande», núm. 137, 1946. «Estudios Geológicos», núm. 10, págs. 353-377, con 18 tablas.
- y SAHAMA, TH. G.: *Geochemistry.* Chicago, 1950.
- THIENCHI, N.: *Transformation de l'anatase en rutile.* «Compt. Rend. Ac. Sci.», Paris, 1946, vol. 222, págs. 1.178-1.179.
- TORRE-ENCISO, E.: *La determinación del uranio y torio por el método de Coppens y su aplicación a dos muestras de la provincia de La Coruña.* NOTAS Y COMUN. DEL INST. GEOL. DE ESPAÑA, núm. 26, 1952.
- VARLAMOFF, N.: *La repartition de la mineralisation d'après la clef geoquímica de Fersman.* «Ann. Soc. Geol. de Belgique. Bull.», núm. 3, t. LXX, pág. B. 108. Bruxelles, 1946.
- WEGMAN, E.: *Zum Deutung ver Migmatite.* «Geol. Rundschau», 1935.

Una nueva localidad con mamíferos fósiles  
del Burdigaliense continental del Penedés

(NOTA PREVIA)

POR

M. CRUSAFONT PAIRO y J. F. VILLALTA COMELLA

M. CRUSAFONT PAIRO y J. F. DE VILLALTA COMELLA

UNA NUEVA LOCALIDAD CON MAMIFEROS  
FOSILES DEL BURDIGALIENSE CONTINENTAL  
DEL PENEDES

(Nota previa)

Las más recientes actividades de la Sección de Paleontología del Museo de Sabadell, han sido encaminadas al estudio de los niveles del Burdigaliense continental de la Depresión del Vallés-Panadés y últimamente caracterizados en el sector vallesense por una fauna de mamíferos perfectamente típica y de la cual se ha dado noticia preliminar en colaboración con J. Truyols, de Sabadell (1) (2).

Con esta caracterización se ha establecido un nuevo e importante hito en la estratigrafía y paleontología de la Depresión, completando con ello la serie miocénica que se extiende así desde la base en Rubí hasta la cima en el Pontiense de Piera, con niveles intercalares marinos debidos a las transgresiones del Vindoboniense que han marcado en algún sector un régimen de cuñas muy interesante (3).

Continuando sus pesquisas, la Sección, después del descubrimiento de diversos yacimientos fosilíferos que han suministrado varias especies de vertebrados que delimitan el Burdigaliense en la zona del Vallés, ha extendido en estos últimos tiempos su área de acción por el Penedés,



en donde también se había señalado que los niveles de base de color rojo eran del Aquitaniense como en el Vallés. Sin embargo, por el momento y según se dirá en un trabajo en vías de redacción, la concordancia de estos tramos con la lumaquela del Helveciense marino es aquí también perfecta. No había, pues, ningún motivo para continuar aceptando tampoco para esta zona la cronología establecida erróneamente por Almera. Hay que hacer constar en descargo del ilustre geólogo barcelonés que, por lo que hace referencia al sector penedesense, los únicos datos paleontológicos procedían de los yacimientos de Subirats, cuya fauna, escasa en restos, había sido atribuída, como la de Rubí, al Aquitaniense.

Estas exploraciones han dado recientemente su fruto con el descubrimiento de una nueva localidad con mamíferos fósiles en la zona ahora estudiada. Esta localidad se halla situada en un recodo de la carretera de Martorell a Sant Sadurní d'Anoia, entre los kilómetros 12 y 13 de la misma, a pocos metros de la casa de campo de Can Juliá, del término municipal de Gelida, aunque no lejos de la parroquia de Subirats.

El yacimiento se localiza hacia el lado Sur de la carretera, a menos de cien metros de la falla meridional de la Depresión prelitoral catalana (sector del Penedés), que pone en brusco contacto los sedimentos miocénicos de esta zona con el Cretáceo de las estribaciones del Montcau, en el macizo cárstico de Ordal-Garra. Lo constituyen arcillas margosas de tono amarillo pálido con un espesor máximo de tres metros, descansando sobre un delgado lecho de margas duras, el cual a su vez se apoya en un banco de brecha calcárea formada a expensas de los materiales colindantes del Mesozoico, y que lateralmente, hacia el inte-

rior de la Depresión, pasa a conglomerado monogénico. Las brechas de calcáreo contienen intercalaciones poco potentes de arcillas rojas, las cuales más al O. aumentan en espesor en los alrededores de la Torre Ramona, en Subirats.

En las citadas arcillas margosas del yacimiento de Can Juliá se hallan pequeñas esquiras óseas, placas de Quelonios y algunos ejemplares de *Ericia baudoni* Mich. y de Helícidos indeterminados. En la zona de contacto de estas arcillas con un nivel superior calizo que, a modo de cornisa, sobresale en la formación, se halla el yacimiento de Vertebrados objeto de la presente nota. Por encima del banco calizo, se observan aún pequeños lechos de areniscas rojizas y de conglomerados con elementos poco gruesos.

La fauna descubierta hasta ahora no es muy abundante, sobre todo por causa de la reducida extensión del afloramiento; sin embargo, nos suministra una edad bastante precisa. Los restos hallados son, no obstante, relativamente abundantes, sobre todo los pertenecientes a un Rinoceróntido que está así bien representado. La lista faunística, con referencia a los Vertebrados, se establece por el momento como sigue:

Quelonio de talla media.

Crocodiliano indeterminado.

*Felis* sp.

*Diceratherium* (?) nova sp.

*Listriodon lockarti* Pomel.

*Dicroceras elegans* Lartet.

*Lagomeryx meyeri* Hoffmann.

*Palaeomeryx kaupi* V. Meyer.

*Trilophodon angustidens* Cuvier.

En esta lista es de interés señalar, por primera vez en el Mioceno del Vallés-Penedés, el hallazgo de un resto dentario de un Crocodílido. Por lo demás, la asociación *Diceratherium - Lagomeryx - Palaeomeryx*, es típica del Burdigaliense más alto y el yacimiento parece ser así sincrónico con los de las formaciones análogas de Portugal (Lisboa: Quinta da Torre, Quinta da Noiva, da Narigao, etcétera), dadas a conocer faunísticamente por Zbyszewski en una obra reciente (4) y de La Romieu descritas por Román y Viret (5). Estos tramos fértiles del Penedés parecen corresponderse con los de Sant Mamet (Sant Cugat) del sector vallesense (2).

La serie descrita en la presente nota, y que buza unos 15 grados hacia el N. N. E., pasa a arcillas ocráceas que, además, coronan el conjunto, y parecen no contener, pese a su aspecto continental típico, fauna de mamíferos. Estas arcillas, hacia el N., cruzan la vía férrea y se sitúan por debajo de la serie helveciense, según se ve en el ribazo izquierdo del Anoia frente a la Colonia «El Puig», cuyos materiales se corresponden con toda verosimilitud con los indicados para la zona baja de la serie Gelida-Sant Llorens d'Hortons (3). Así, pues, por encima de la serie de Can Juliá, empieza ya la sucesión marina, lo que nos permite indicar que el nuevo yacimiento se encuentra efectivamente en el Burdigaliense terminal, si aceptamos la idea de iniciar el Mioceno medio con la llegada de la transgresión helveciense.

La concordancia de estos niveles con los marinos suprayacentes es, pues, clara. La misma situación de las arcillas ocráceas con respecto a los niveles marinos, la hemos observado en las cercanías de Gelida (Can Margarit y Can Font). Por otra parte, si estos depósitos continen-

tales pueden identificarse, como parece seguro, con los inferiores del corte natural de Espiells (en el Anoia), cerca de Sant Sadurní, podría indicarse una correspondencia bastante afinada de los mismos con los niveles lignitíferos de la Creu Santa de Subirats, en donde fué hallada, hace más de cincuenta años, la faunula crítica de Almera que hizo atribuir la formación continental indicada al Aquitaniense.

Para terminar esta breve nota, sólo nos queda indicar que los materiales fósiles cuya lista se ha dado, se hallan guardados en las colecciones paleomastológicas del Museo de Sabadell y serán descritos en un próximo trabajo dedicado al estudio completo del Burdigaliense continental del Vallés-Penedés. También, damos las gracias al señor Hermenegildo Almirall, dueño de la finca donde está enclavado el nuevo yacimiento, por las amables facilidades concedidas para nuestras excavaciones, y asimismo a los señores Jaime Truyols, Antonio Miralles y Joaquín Massó, de la Sección de Paleontología del Museo de Sabadell, por su valiosa cooperación en las mismas.

*Sección de Paleontología del Museo de Sabadell*  
(Consejo Superior de Investigaciones Científicas)

Febrero de 1952.

## BIBLIOGRAFÍA

- (1) CRUSAFONT, M., VILLALTA, J. F. et TRUYOLS, J.: *Reconnaissance du Burdigalien continental au Vallés-Penedés (Espagne)*. «C. R. S. de la Soc. Geol. de France», N.º 2. 1952.
- (2) — — *Sobre la caracterización del Burdigaliense continental en la cuenca del Vallés-Penedés*. (Nota preliminar) (en prensa).
- (3) TRUYOLS SANTONJA, J. y CRUSAFONT PAIRO, M.: *Caracterización de un sistema de cuñas marinas en el Mioceno del Penedés*. «Estudios Geológicos», núm. 14. Madrid, 1951.
- (4) ZBYSZEWSKI, G.: *Les Vertébrés du Burdigalien supérieur de Lisbonne*. Direct. Gen. des Mines et Ser. Geol. Services Geologiques de Portugal. Lisbonne, 1949.
- (5) ROMAN, F. et VIRET, J.: *La faune de mammifères du Burdigalien de La Romieu*. «Mem. de la Soc. Géol. de France», Mem. 21. Paris. 1934.

Un nuevo método de reproducciones plásticas  
con fines paleontológicos

POR

JOAQUIN MUÑOZ AMOR

JOAQUIN MUÑOZ AMOR

## UN NUEVO METODO DE REPRODUCCIONES PLASTICAS CON FINES PALEONTOLOGICOS

En el «Boletín del Instituto Geológico de Upsala»—volumen XXXIV—acaba de dar a conocer el Profesor Eric Ståhl un nuevo método para obtener impresiones o moldes de fósiles, en el que emplea nuevos materiales fusibles; dicho procedimiento resulta interesante tanto por la novedad que supone cuanto por los detalles con que ha sido realizado, siendo su autor un experto en cuestiones paleontológicas y su reputación bien conocida y admirada por los especialistas en estas cuestiones científicas.

El señor Ståhl describe su método aplicándolo a la obtención de una impresión de la parte interna de un Braquiópodo, una Terebratella de la colección de Ljungner, y para conseguir su objeto parte de un molde interno de dicho Moluscoide (figura núm. 1); en la ejecución de su trabajo precisa del material siguiente:

Yeso, bien sea alabastrino o de dentista.

Dibutylphtalato; puede ser sustituido por Soaphtal B.

Cloruro de polyvinylo, finamente molido.

Plasticina o arcilla.

En la figura número 2 se presenta el molde interno del

Braquiópodo, del que va a obtenerse la impresión, y para ello se procede como a continuación se describe:

Con arcilla o plasticina (según el material elegido) se forma una tira cuya longitud sea la del desarrollo de la circunferencia correspondiente al perímetro máximo del ejemplar del que hemos partido; a dicha tira se la dió en este caso una anchura de 20 mm. y un espesor de 3 mm.; cortando y limpiando los extremos de la misma, cuidadosamente, con un cuchillo y evitando las rebabas de manera que sus extremidades se ajustarán exactamente, una vez que la tira se dispuso a modo de muralla alrededor del ejemplar. En esta operación (fig. 3) se procuró que la tira se adaptara al perímetro del fósil, al mismo tiempo que su paramento exterior quedara tan liso y vertical como fuera posible, empleando para ello un cuchillito fino y procediendo con cierta habilidad.

En una capsulita de porcelana o de otra materia no atacable fácilmente, se vierte un volumen de agua destilada, aproximadamente igual al volumen de la tira a que nos venimos refiriendo; a este agua se le agregó yeso, esparciéndolo sobre la misma con la mano, con cuidado, sin agitarlo y en una cantidad tanto cuanto fuera absorbido y mientras no se formaran grumos de yeso en la superficie del agua; cuando aparecieron éstos se dejó ya de agregar el yeso, agitando luego la mezcla con una espátula, durante veinte segundos, con el objeto de obtener un resultado tan homogéneo como fué posible. Esta escayola, así fabricada, fué aplicada sobre la tira de arcilla hasta que se obtuvo un espesor de 2 a 3 mm., y con una forma exactamente igual a la de dicha tira, lo que se consiguió empleando simplemente una espátula, manejada con cierta habilidad. No conviene que la capa de yeso

sea demasiado gruesa, teniendo en cuenta que hay que separarla más tarde.

En la figura número 4 puede apreciarse cómo quedó dispuesta la envolvente de yeso. A continuación se procedió a separar de esta envolvente la tira de arcilla, lo que se efectuó con gran cuidado, con objeto de que no quedaran adheridas a la capa de yeso partículas de arcilla o plasticina (según el material que se emplee), usando trozos de arcilla (plasticina si se hubiera elegido dicha materia) para separar los pedacitos que hayan quedado adheridos al yeso. Con el fin de recoger más fácilmente aquellas partículas se procuró que los trozos que se emplearon en esta separación fueran bien puntiagudos.

En esta situación, y sin variar la posición relativa del ejemplar y de su envolvente de yeso, se sumergió el conjunto en agua y se dejó así durante el tiempo necesario para que el yeso quedara saturado, retirando luego el agua y procurando evitar la permanencia de un exceso de la misma, pero teniendo cuidado de que tanto el yeso como el ejemplar presentaran una superficie húmeda.

Aparte se dispuso en una cápsula de porcelana o de vidrio una cantidad de dibutylphtalato, aproximadamente igual a la que cabe en el recipiente que se había formado con la envolvente de yeso. A aquel compuesto químico se le agregó, esparciéndolo convenientemente, el cloruro de polyvinilo, finamente molido y bien suelto; se agregó este cuerpo hasta que la mezcla presentara una consistencia cremosa, blanca y pareja.

Llegado este momento, la mezcla se encontraba ya en condiciones de ser vertida en el recipiente formado con la envolvente de yeso, dentro del cual, claro está, se encuentra el ejemplar; el verter aquella mezcla se hizo len-

tamente, extendiéndola por igual, con cuidado de que no quedaran aprisionadas burbujas de aire, y procurando, mediante una astillita de madera o un pelo de cepillo, introducir la mezcla en las oquedades del fósil, de manera de desalojar el aire encerrado en ellas; se continuó vertiéndola hasta que la superficie del fósil quedó cubierta por ella por lo menos con dos centímetros de espesor.

Al conjunto, obtenido de la forma que acabamos de detallar, se le introdujo dentro de un horno calentado a 120 grados, y a esta temperatura constante se le dejó allí durante dos o dos horas y media. La mezcla se convirtió entonces en una masa elástica parecida al caucho, pudiendo haberse obtenido una mayor resistencia de la misma si esta operación del calentamiento se hubiera prolongado aún durante más tiempo; debe sin embargo hacerse notar que si pasara de cinco horas, la mezcla se puede contraer y con ello estropearse el resultado. Una vez que se calentó en la forma descrita, el conjunto se introdujo para que se enfriara dentro de agua fría; cuando esto se consiguió y con un pequeño martillo se rompió con cuidado la envolvente de yeso, separándola de la masa plástica fundida (fig. 7).

Si en el ejemplar existieran partes muy aguzadas o cavidades profundas en las cuales quedara adherida la masa fundida, es preferible en este caso retener el conjunto en el agua, de manera de lograr que se reblandezca dicha masa y de esta forma se facilite la separación de la misma.

Una vez que se separó del ejemplar la masa plástica fundida, la cual ha recogido ya las impresiones del ejemplar fósil, se encuentra ya en condiciones de ser tratada por cloruro amónico; este tratamiento se llevó a cabo con objeto de conseguir una superficie uniforme-

mente blanca, que pudiera ser examinada mejor y sobre todo obtener de ellas fotografías más exactas y detalladas (fig. 8).

Si *en lugar de emplear* una masa plástica fusible, se utilizara un yeso fusible, entonces, claro está, no es preciso blanquear la impresión obtenida, y deberá recubrirse, al separarla del fósil, con mucho cuidado, con una delgada capa de yeso muy fino, siendo necesario, en esta variante de la operación, es decir, cuando se emplea yeso fusible en lugar de la materia plástica, cuando se vaya vertiendo el yeso preparado, producir ciertas trepidaciones en la mesa de trabajo, mediante golpeo en la misma posición de la figura 5; esta trepidación se hace con el objeto de que el yeso penetre bien en todas las cavidades del ejemplar, desalojando las burbujas de aire que allí se encuentre. Para obtener la mezcla en esta variante, deberá procederse como anteriormente, pero sustituyendo el yeso en lugar de la materia plástica.

Si se *desea obtener una impresión en yeso*, y que resultara idéntica a la que se consiguió con la plasticina, se procederá de la siguiente forma:

Utilizando una lechada de yeso algo consistente, se recubre con ella, y hasta un espesor de 3 mm., la impresión que con el plástico se ha tomado del fósil. Luego a este conjunto se le sumerge en una disolución de una parte de potasa y 25 de agua; después de algún tiempo se le saca de la disolución, procurando que el yeso quede sin gotas de agua, pero sin embargo que se encuentre húmedo, y se le agrega más yeso, hasta obtener el espesor deseado. Por último, utilizando pequeños cinceles, se separa el yeso del plástico, con mucho cuidado, poniendo en

esta operación una atención especial para no dañar la impresión obtenida en el yeso.

Según indica el autor, el método que acabamos de exponer en el presente artículo presenta las ventajas siguientes:

1.ª En lo que a fluidez se refiere, el plástico empleado posee una viscosidad relativamente baja, y por ello penetra con facilidad en las cavidades pequeñas y estrechas.

2.ª El cuerpo que resulta es plástico y puede con facilidad separarse del ejemplar, así como de las cavidades estrechas y agudas, sin que se rompa. Esta propiedad es de gran valor, en particular en lo que se refiere a los moldes internos de los Braquiópodos (por ejemplo, su área cardinal), los que generalmente presentan más o menos hendiduras en sus moldes internos.

3.ª La impresión no se modifica por contracción del material empleado.

4.ª La superficie del moldeo presenta tal minuciosidad en sus detalles, que puede ser estudiada mediante aumentos o ampliaciones.

5.ª La impresión es duradera, y según el autor, no sufre cambio alguno durante un largo espacio de tiempo.

6.ª Ninguno de los disolventes que se han probado ataca al material empleado.

7.ª La parte externa de la impresión es parcialmente transparente. Por ello puede aplicarse sobre la misma una delgada capa de cloruro amónico, con objeto de producir una superficie opaca que permita estudiarla y sobre todo tomar fotografías de ella.

Como ha podido apreciarse, en el método ideado por el profesor Stähel, para la obtención de moldes o impresiones de fósiles, se requiere la existencia de un completo

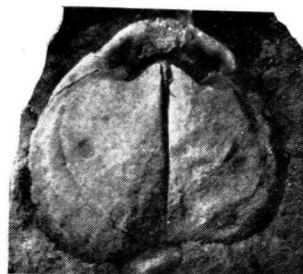


Fig. 1



Fig. 2

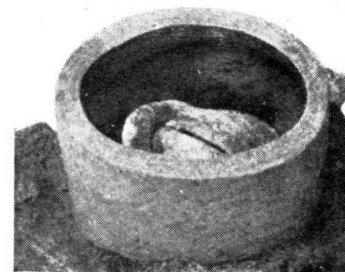


Fig. 3

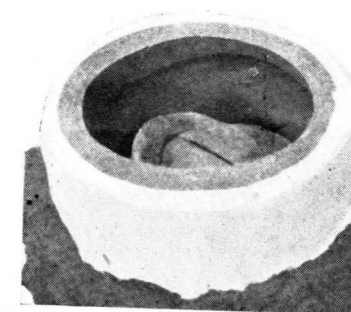


Fig. 4

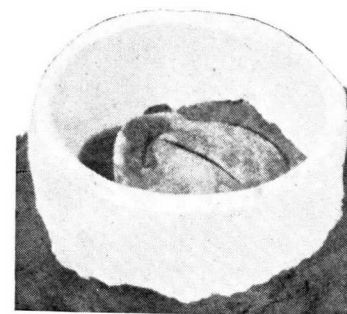


Fig. 5

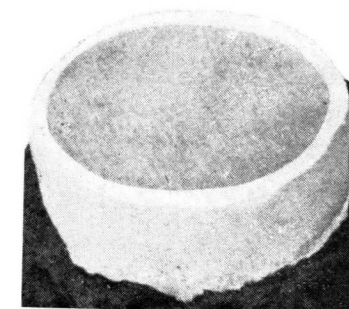


Fig. 6

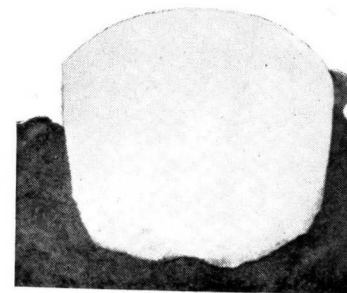


Fig. 7

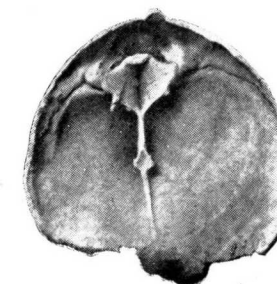


Fig. 8



Laboratorio Paleontológico, instalación que es por otra parte indispensable en los Centros en donde se llevan a cabo estudios geológicos de importancia, en cuyos estudios como es bien sabido, la Paleontología constituye la base fundamental para un acertado desarrollo de los mismos.

Los experimentos del señor Stähel representan un notable adelanto en una operación de tanta importancia para las investigaciones paleontológicas.

Marzo, 1952.



La teoría del geosinclinal

POR

ADOLPH KNOPF

ADOLPH KNOPF (\*)

## LA TEORIA DEL GEOSINCLINAL

### INTRODUCCIÓN

El geosinclinal tipo, como es bien sabido, es el de los Appalaches. James Hall, fundador de lo que en este trabajo denominamos teoría del geosinclinal, es quien expuso sus conceptos fundamentales en un discurso presidencial ante la asamblea de la «American Association for the Advancement of Science», de Montreal, en 1857.

Las nuevas y poderosas ideas enunciadas fueron consideradas en aquel tiempo como extravagantes por algunos de sus oyentes, e inmediatamente después, el Secretario de dicha Asociación, el eminente Joseph Henry, escribió a Hall una carta amistosa recomendándole avanzar lentamente en la defensa de sus nuevas ideas.

Esta fué probablemente la razón por la que el discurso presidencial no se publicó hasta 1882. Mientras tanto Hall había ofrecido, sin embargo, en su volumen de Paleontología publicado por el «Geological Survey» de Nueva York con fecha de 1859, una presentación de sus ideas

---

(\*) Discurso pronunciado ante la «Geological Society of America» con motivo de su cese como presidente de dicha Asociación. Publicado por primera vez en el «Bulletin of the Geological Society of America». Vol. 59, páginas 649-670, julio 1948. Traducción directa del inglés por D. José María Ríos.

mucho más eficaz que el discurso presidencial y había analizado la evidencia sobre las cuales se basaban.

Formuló el principio de que «la orientación de cualquier cadena de montañas coincide con la alineación original de mayores espesores, o sea la línea a lo largo de la cual se depositaron los sedimentos más bastos y abundantes».

En la región de los Appalaches, como señaló Hall, se depositaron 13.000 metros aproximadamente de sedimentos procedentes de aguas someras, o sea diez veces el espesor de la serie sedimentaria situada más al Oeste, en el valle del Mississippi.

Estas cifras parecen conservar todavía su validez. La localizada carga de los pesados sedimentos obligó a hundirse a la corteza y el eje de la depresión así formada determinó el rumbo de la futura cordillera.

El hundimiento de la depresión, tal fué la consideración de Hall, obligó inevitablemente a los estratos a plegarse, pero este plegamiento no fué el factor que dió su altura a la cordillera, sino que fué más bien el espesor del apilamiento de estratos el que determinó aquella. Anticipando ideas futuras, sugirió Hall que el abombamiento hacia abajo del surco cargado de sedimentos ocasionó la fuga lateral del material subcortical infrayacente y lo empujó lateralmente bajo el área que suministraba los sedimentos (Appalachia) y también bajo el antepaís obligando a estas áreas a elevarse.

Sólo en años recientes, cuando las implicaciones de la teoría de la isostasia han sido reconocidas, es cuando se aceptaron estas ideas.

Aunque Hall decía tener las Montañas Rocosas como testimonio sustentador de su teoría, poco o nada positivo

se conocía entonces de aquella región. Su gran generalización fué de hecho una «inducción» basada en un solo ejemplo: los Appalaches.

Señaló Dana, en 1866, que la elevación de las montañas no queda explicada en la teoría de Hall acerca del origen de las mismas.

Posteriormente ofreció un claro análisis de los principales puntos de aquélla y reiteró su objeción de 1866 según la cual Hall no había explicado, de ninguna manera, la elevación de las montañas—«el acontecimiento del cual depende la existencia de cualquier montaña»—y por esta razón declaró que la teoría era muy deficiente (1873 a). En el mismo año publicó Dana sus contribuciones al conocimiento del origen de las montañas, que habrían de hacer época. En la primera de estas publicaciones (1873 b. p. 430) denominó el abombamiento de la corteza, donde los sedimentos se acumulan, con el nombre de «geosinclinal».

En estas publicaciones agregó Dana, a la teoría de Hall, la idea fundamental de que durante el hundimiento del geosinclinal se producen grandes pliegues que son causados por la acción de las presiones laterales, las cuales forman una elevada cadena de plegamiento o, como él lo denominó, un «sinclinorio».

Señaló también que el descenso de un geosinclinal a una profundidad de 12.000 ó 14.000 metros quiere decir que una masa rocosa móvil (plástica o viscosa) de 12 kilómetros de profundidad máxima y de 160 kilómetros de largo fué rechazada lateralmente. ¿Qué fué de ella?—se preguntó—. En su mayor parte, argüía Dana, se desplazó hacia el Este y determinó que la región que bordeaba el mar por la orilla oriental se arquease en forma de geanticlinal paralelo al surco de hundimiento. La altura

de este geanticlinal dependería de la distancia que la roca móvil pudiera desplazarse hacia el Este.

De este modo anticipó Dana brillantemente muchas ideas posteriores.

Por esta época (1873 c) es cuando adoptó de T. Sterry Hunt, como él mismo reconoce, la importante idea de que el piso del geosinclinal llega a debilitarse como consecuencia de su persistente hundimiento y consiguiente ascenso de las isogeotermas, y este debilitamiento ocasiona el eventual plegamiento de los sedimentos del geosinclinal y el nacimiento de la cordillera.

En la edición final del famoso «Manual de Geología», en 1895, reconoció Dana la gran importancia del concepto del geosinclinal al señalar que fué Hall, en 1859, «el que expuso por vez primera este gran principio de la orografía». Dana formuló entonces en forma concisa la teoría, y esta formulación se puede considerar como la expresión americana de esta teoría a fines de siglo.

La teoría de Hall-Dana, según la cual las cordilleras nacen de los geosinclinales, comprende dos postulados principales:

1) Un estadio preparatorio durante el cual los sedimentos se acumulan en un geosinclinal, determinando así la localización de la futura cordillera; y 2) La crisis generadora de montañas, de corta duración, durante la cual los estratos son plegados y quebrantados por fallas.

Que el geosinclinal era un surco simétrico bordeando una comarca antigua, que se ahondaba lentamente y que coincidentemente se rellenaba al mismo tiempo con bastos sedimentos clásticos, son ideas que, como hemos visto, formaban parte del concepto original.

Hall tuvo también algunas ideas interesantes sobre el

metamorfismo, tales como que «el metamorfismo es debido a movimiento, o fermentación y presión ayudadas por un incremento moderado de la temperatura que producen cambios químicos». Pero Dana no hizo caso de ellos.

Añadió Dana, muy curiosamente si se tiene en cuenta que tenía ya ochenta y dos años de edad y que la teoría de la isostasia como doctrina geológica sólo había sido formulada pocos años antes (por Dutton en 1889), que una revolución orogénica se desarrolla de acuerdo con los principios de la isostasia, punto de vista avanzado al que generalmente no se llegó sino dos o tres décadas más tarde.

A partir de entonces la teoría de Hall-Dana pasó a ser incorporada a la literatura geológica mundial. Experimentó también muchas modificaciones, de manera que empezaron a aparecer versiones que diferían mucho del original.

En Francia se inició el cambio con el magistral análisis que del problema hizo Bertrand (1897), cuyas ideas fueron luego más ampliamente desarrolladas por Haug (1900).

Estas ideas parecen estar comprendidas todavía entre los postulados fundamentales de los geólogos franceses, como puede comprobarse repasando las ediciones recientes de la *Geologie Stratigraphique* de Gignoux (1943). Según L. De Launay en su *Geologie de la France* (1921) de tan clara exposición, «un geosinclinal es, por definición, una zona alargada de importante extensión, en la cual se acumulan continuamente depósitos *bathiales* (1) hasta llegar a su agregación en espesores tales que no tenemos más remedio que aceptar que la profundización

(1) Las bastardillas han sido utilizadas por Knopf, autor de este trabajo, para destacar el concepto.

se desarrolló paralelamente con la acumulación». Leuchs, en 1927, descubrió que «ahora sabemos que los geosinclinales no tienen por qué ser forzosamente muy profundos», exactamente setenta años después que James Hall había enunciado esta idea.

#### EXPANSIÓN DE LA TEORÍA GEOSINCLINAL

No es de estas mutaciones de lo que nos vamos a ocupar aquí, sino, más bien, de las notables adiciones hechas luego a la teoría original de Hall-Dana. Estas adiciones comprenden: 1) El vulcanismo y la intrusión durante el crecimiento del geosinclinal original. 2) La regulación isostática durante el plegamiento consiguiente a la sujeción compresiva de los sedimentos geosinclinales. 3) El metamorfismo que resulta de las condiciones geosinclinales y los acontecimientos que acompañan al plegamiento. 4) La intrusión batolítica, sintectónica y epitectónica, y la relación existente entre las intrusiones batolíticas y las sucesivas épocas de plegamientos que abarca una revolución orogénica de gran escala; y 5) La deposición metalífera como secuencia de los ciclos sucesivos de actividad ígnea durante la revolución orogénica. A esta forma, ampliamente dilatada y desarrollada de la teoría Hall-Dana, es a lo que nos referimos en adelante como «la teoría geosinclinal». Constituye un gran principio unificador—probablemente uno de los más grandes—de la ciencia geológica. Me propongo examinar críticamente los postulados de la teoría geosinclinal, con énfasis en el papel desempeñado por la actividad ígnea. La relación entre las condiciones geosinclinales y el metamorfismo quedan en su mayor parte fuera del alcance de este análisis.

No se ha confrontado demasiado a menudo los postulados de la teoría geosinclinal con los hechos observados en el campo. Born (1930) analizó la cadena de plegamientos de la Montaña del Cabo, en Africa del Sur, con objeto de apreciar hasta qué punto se conforma con nuestros conocimientos de la orogenia e hipótesis implicadas. F. E. Suess (1937) y Hess (1940), escribiendo desde distintos puntos de vista, han criticado adversamente la teoría geosinclinal rechazándola *in toto*.

De Launay (1921), en un brillante capítulo de su *Geologie de la France* en que se trata de *Les Chaines de Pliissement*, ofrece un estudio comparativo de los tres sistemas de plegamiento cenozoico de Francia—Pirineos, Alpes y Jura—y el papel que han desempeñado los geosinclinales en el desarrollo de sus historias respectivas. Se origina una cadena de plegamiento, la cual es demolida por peneplanización, y un nuevo sistema plegado surge con la misma ubicación. Así es que la cadena alpina se superpone en gran parte a la varisca más antigua. «La Naturaleza actuó aquí tal como lo hace el hombre, quien incesantemente reconstruye sobre las mismas ruinas.»

Una adición francesa a la doctrina del geosinclinal, aparentemente añadida por primera vez por Termier (1903), es la de que el metamorfismo regional—«el más enérgico e intenso de todos los metamorfismos»—está determinado por las condiciones geosinclinales, y esta idea ha sido renovada recientemente por geólogos finlandeses para explicar la distribución zonal correspondiente al metamorfismo. Según este concepto un cinturón de neis representa la quilla de un geosinclinal puesto de manifiesto por erosión profunda; está flanqueado a cada lado por una faja de micacitas cuyo metamorfismo atenúa gradualmente hacia fue-

ra hasta convertirse en filadidos. Esta idea parece requerir el apoyo de un número mayor de datos de observación antes de que pueda ser integrado, con toda garantía de seguridad, en la teoría geosinclinal.

#### FASES OROGÉNICAS DE LA REVOLUCIÓN GEOSINCLINAL

La doctrina geosinclinal ha alcanzado mayor desarrollo en conexión con el estudio de los variscides de Europa media que con relación a cualquier otro sistema de plegamiento. El inmenso número de estudios de detalle—ingleses, belgas, franceses, alemanes y austríacos—nos han suministrado un notable repertorio de hechos e interpretaciones referentes a: 1) Sedimentación geosinclinal. 2) Actividad ígnea durante la evolución y revolución del geosinclinal. 3) Plegamiento durante las diversas crisis orogénicas que comprende la revolución. 4) Metamorfismo y desarrollo de los granitos palingénicos; y 5) Epocas metalogénicas relacionadas con los granitos intrusivos durante las sucesivas crisis orogénicas.

Según algunas autoridades el geosinclinal varisco se dispuso y creó al principio de los tiempos cámbricos y duró hasta muy avanzado el Carbonífero. Aunque se vió afectado por el plegamiento caledónico, próximo ya el fin del Siluriano, se piensa que no fué borrado totalmente en esa época, sino que recibió su máximo volumen de sedimentos durante el Devoniano. En oposición a este punto de vista, se considera más generalmente el geosinclinal varisco como formado a principios del Devoniano. Se extendía desde Cornwall, en dirección Este, a través de Francia septentrional, Bélgica y Alemania hasta Polonia (fig. 1). Unos 13.000 metros de espesor de estratos se depositaron en la

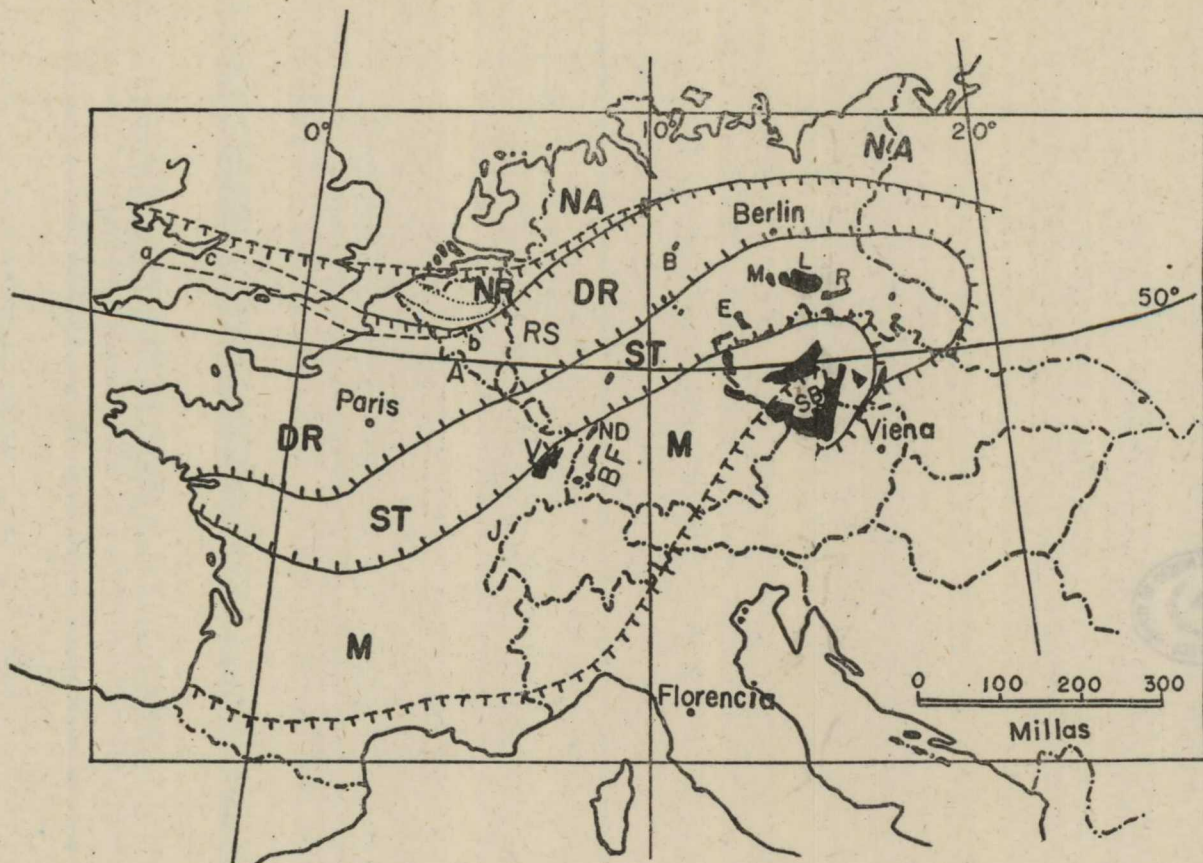


Fig. 1.—Representación esquemática del desarrollo del geosinclinal varisco.

(Recopilado de mapas por Kossmat, Stille y Gignoux)

- DR = Zona Devonó-Rhenana — ocupada por el surco devoniano (ab = borde septentrional en los primeros tiempos devonianos; cb = borde septentrional en los tiempos devonianos medios); persistió a lo largo del borde septentrional, como la ante-fosa sub-varisca flanqueante en las montañas que se formaron durante el plegamiento sudético (4).
- ST = Zona saxo-turingica — localidad de los Montes Variscos formados por el plegamiento sudético (4).
- M = Zona moldanúbica (con viejas rocas cristalinas como infrayacente) plegada durante las fases sudética (4) y astúrica (6).
- NR = Zona nord-rhenana — extensión del geosinclinal en los últimos tiempos devonianos, y carboníferos (área punteada: anticlinal de Brabante).
- NA = Continente Nord-Atlántico (Vieja arenisca roja). Extendiéndose en los primeros tiempos devonianos hasta el borde septentrional de DR.
- M = Meissen; L = Lausitz; E = Eibenstock; SB = Bohemia meridional; Selva Negra (N = Nordrach; D = Durlach); V = Vosgos; B = Brocken; R = Montes Gigantes (Riesengebirge).

parte más profunda del surco durante el Devoniano. Pillow lavas de queratófiro y diabasa fueron copiosamente emitidas durante el tranquilo período de sedimentación geosinclinal.

La historia posterior del geosinclinal comprende un número extraordinario de fases orogénicas y de intrusiones plutónicas acompañantes de las sucesivas fases orogénicas; y es esta historia, descifrada con detalle iluminador, la que da al geosinclinal varisco un significado particular dentro de la teoría geológica.

El nombre de «varisco» fué dado por E. Suess al hipotético arco de montañas, de edad correspondiente a finales del Paleozoico, cuyas raíces están puestas de manifiesto en una faja que se extiende desde el Macizo Central francés hasta el Elba, y desde allí, hacia el Sureste, hasta los Montes Sudetes, entre Silesia y Bohemia (fig. 2). Posteriormente la denominación «varisca» se ha aplicado en otros dos sentidos o significaciones: 1) Como la dirección de ejes de plegamiento; y 2) Como nombre para el sistema plegado (o orogenia) que se desarrolló cronológicamente desde finales del Devoniano hasta el fin del Permiano. Desde 1920 en adelante ha dado Stille precisión cada vez más detallada al término «varisco», como un concepto comprensivo que designa una revolución cortical, largamente prolongada, cuya edad corresponde a finales del Paleozoico. Reconoce ahora nueve fases distintas de plegamiento, según se muestra en el cuadro 1. «Herciniano» es un nombre empleado frecuentemente para designar esta revolución, particularmente en Francia. Según Haug (1907), un período de diastrofismo comenzó cuando estaba próximo al fin de la primera etapa de los tiempos carboníferos y continuó durante el Permiano; «estos plegamien-



tos los denominados Hercinianos, *quoique ce terme soit impropre*. Por consiguiente, preferimos aquí la designación de varisco.

Exigencias de orden práctico, ocasionadas por lagunas en el conocimiento, que se deben a falta, en muchas localidades, de conocimientos estratigráficos necesarios para datar

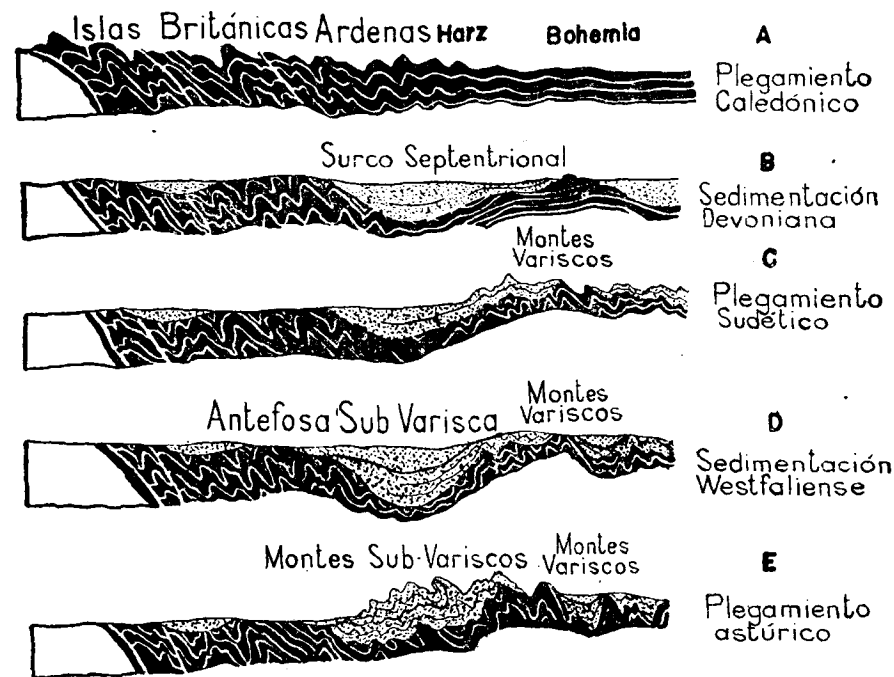


Fig. 2.—Cortes diagramáticos que muestran el desarrollo de los Montes Variscos. (Modificado de Stille, 1929). El surco norte comprende las zonas devono-rhenana y saxo-turingica de la fig 1.

una pulsación determinada, aconsejan usar una jerarquía de términos, en la cual las fases sucesivas se agrupan en triadas: la pre-varisca comprende las tres primeras fases, la varisca media las tres siguientes y la varisca tardía las tres últimas:

Las fases de primera época varisca y sudéticas (4) fueron las más potentes en las porciones axiales de la faja plegada de Europa Central, mientras que las últimas, o sea los plegamientos astúricos (6) fueron los más intensos en la zona marginal septentrional del geosinclinal, y plegaron agudamente la faja carbonífera parállica que se extiende desde Bélgica hasta Westfalia (fig. 3). En general las fases orogénicas de la revolución varisca aumentaron en intensidad durante los primeros tiempos carboníferos alcanzando potente culminación aproximadamente al final de los tiempos missisipienses con la fase sudética (4) y se debilitaron en el Permiano.

Estos términos han recibido aprobación general, posiblemente porque resultan convenientes, pero tienen además el mérito de que agudizan nuestros conceptos acerca de lo que ocurre durante una revolución orogénica de orden mayor (\*). La geología americana recibiría enorme ayuda si la revolución larámica, de la que se sabe ahora que consiste por lo menos de ocho pulsaciones que se extienden desde el Cretáceo hasta el Oligoceno, recibiera un sistema análogo de denominación de amplia aceptación. Sostiene Stille, como parte de su ley de los tiempos orogénicos, que las fases principales de plegamiento son esencialmente sincrónicas por todo el mundo, aunque no necesaria-

(\*) Una opinión menos calurosa es expresada por Gignoux (1943) «La distinction et la nomenclature des diverses phases successives de plissement ont été poussées à l'extrême par H. Stille (Grundfragen der vergleichenden Tektonik, Berlín 1924); mais le nombre de ces phases s'accroît sans cesse à mesure que progressent les études de détail; (p. 158) visiblement ce ne sont que des étapes dans le continu.» pero la fuerza de estas observaciones viene debilitada cuando encontramos que «continuidad de plegamiento» se interpreta como intervalos de pulsaciones que a veces son tan largas como la duración de todo el tiempo westfaliense (p. 193).

mente de misma intensidad por todo él, y que por consiguiente los términos son de aplicación mundial. La revolución appalachiana es consiguientemente considerada por Stille (1929) como varisca y su fase principal, y posiblemente única, fué la saállica (7) tal como sugirió en 1925, sugestión con que luego han acordado R. C. Moore y R. T. Chamberlin.

Durante los tiempos devónicos el geosinclinal varisco, específicamente aquella porción que Hall (1910) denominó geosinclinal Devono - Rhenano, recibió sedimentos procedentes del Norte donde yacía la masa terráquea denominada Continente del Old Red, o Nord-Atlántico. Conforme transcurrió el Devoniano, el geosinclinal ensanchó, alargó y se profundizó continuamente, alcanzando su mayor extensión y profundidad cerca de finales del período.

La fase mársica, denominada así en 1926 por Schindewolf, es la más antigua, datada de manera definitiva, de la larga serie de pulsaciones diastróficas de la orogenia varisca. Antes había dado Stille la denominación de «bretonica» a la fase inicial de la revolución varisca, pero según Schindewolf comprende solamente tres pulsaciones separadas, para la primera de las cuales propuso el nombre de mársica. El Devoniano superior de Alemania se subdividió, en 1938, en cinco pisos estratigráficos, basados en la evolución de los goniatites. Como resultado de trabajos progresivamente afinados de la estratigrafía y paleontología, se ha demostrado que el plegamiento mársico se sitúa en la fase media del piso cuarto del Devoniano superior, y comprende las capas de Dasberg. Las capas de Dasberg más altas y las del cubriente del tramo de *Wocklumeria*, Devoniano superior (V), 80 metros de espesor, pasan sin discontinuidad al Carbonífero inferior. Esta determinación

CUADRO I  
Revolución varisca\*

TRIÁSICO		Fase Palatínica (9)	VARISCAS TARDÍAS
PERMIANO	Zechstein	Fase Turingica (8)	
	Rotliegend.	Fase Saállica (7)	
CARBONIFERO SUPERIOR	Rotliegend sup. (Sajoniense)	Fase Astúrica (6)	VARISCAS MEDIAS
	Rotliegend inf. (Autuniense)	Fase Erzgebirgica (5)	
	Estefaniense	Fase Sudética (4)	
	Westfaliense	Fase Selkica (3)	
	Namuriense	Fase Nassauica (2)	
CARBONIFERO INFERIOR	Tramo de <i>Glyptoceras</i> (Culm)	Fase Mársica (1)	PREVARISCAS
	Tramo de <i>Perycyclus</i>		
DEVONIANO SUPERIOR	Tramo de <i>Gattendorfia</i>		
	Tramo de <i>Wocklumeria</i> (V)		
	Parte superior del tramo (IV)		
	Parte superior del tramo (IV)		

\* Según Stille (1928) modificado. Los números entre paréntesis después de las sucesivas fases orogénicas han sido puestos como ayuda para recordar la secuencia. Los números romanos indican los pisos bioestratigráficos cuarto y quinto del Devoniano Superior. El tramo de *Wocklumeria* es considerado, por Gignoux (1943) como de principios del Carbonífero.

minuciosa de la época del plegamiento fué hecha por primera vez por Gallwitz en 1928, y confirmada posteriormente por otros en diversas localidades, pero es raramente posible llegar a tal precisión, que fué lograda partiendo del principio de que la zona en que el plegamiento se extingue debería mostrar solamente una corta interrupción de la sedimentación y por consiguiente de que es allí donde la edad puede ser determinada con máxima exactitud. La discordancia angular en la localidad tipo, que llega a veces a 30°, es una verdadera discordancia, que supone plegamiento y erosión de las capas inferiores. Esta discontinuidad está confirmada en alguna localidad por conglomerados basales que trasgreden sobre varias zonas del Devoniano superior. La discordancia llega a los 90° en Warstein, en Westfalia, según Paeckelmann y Richter (1938).

El breve tiempo permisible para el plegamiento y la erosión consiguiente acuerda bien con uno de los principales postulados orogénicos de Stille, el de que las pulsaciones orogénicas individuales son muy cortas. Excepto por lo que se refiere a la porción más alta de las capas de Dasberg, no falta nada del Devoniano superior. El tiempo resultante es ciertamente tan breve que Paeckelmann se inclina a la idea de que plegamiento y erosión fueron submarinos. Sin embargo, cuando consideramos lo que los geólogos californianos han averiguado acerca de la orogenia del Pleistoceno medio—orogenia de la Cordillera Costera de Reed, o pasadénica de Stille—, en la que se llegó a originar una discordancia en ángulo recto, y en que 1.500 a 5.000 metros de estratos fueron eliminados por denudación, durante el cual período las capas del Pleistoceno inferior fueron degradadas por una superficie de erosión que alcanzó una madurez elevada (Putnam, 1924), to-

do ello ocurrido en una pequeña fracción de los tiempos pleistocenos, entonces podríamos considerar la fase mársica como una fase orogénica de duración normal. La afinación cronológica de las fases sucesivas de la revolución varisca ha experimentado algunos cambios como consecuencia de incrementos en la información paleontológica y cambio de los puntos de vista con respecto al valor cronológico de algunos fósiles. En 1930 se pensaba que los lechos de Stieger en las montañas de Harz, la reliquia mejor conocida del sistema varisco de plegamiento, correspondían al Carbonífero inferior, pero el hallazgo en ellas de *Tentaculites* demostró que eran devonianos. La fase sélkica (3), que había sido definida por la estratigrafía y tectónica de las capas de Stieger, vino por consiguiente indeterminada con respecto a su posición precisa en el plegamiento pre-varisco, ya que como consecuencia de la nueva información podría ser o bien mársica (1) o nassáutica (2). M. Schmidt (1939) propuso la denominación «cravénica», tomada del Carbonífero de Inglaterra, como más apropiada que la de sélkica.

La fase mársica se considera que pertenece al ciclo varisco, porque los pliegues que produjo se arrumban paralelos a los que se formaron durante los últimos plegamientos variscos. Aunque son pocos los geólogos que han mostrado inclinación a incluir en las variscas (o hercinianas) ninguna de las orogenias anteriores a la mársica, el problema, en su aspecto más amplio, queda todavía abierto. Es decir, ¿cuándo comienza una revolución y cuándo termina? Veamos, por ejemplo, la información reciente, suministrada por Eardley (1944), acerca de la Cordillera de Wasatch, en la cual se reconoce una revolución «serranolarámida», quedando así ligadas dos poderosas revolucio-

nes. Esta revolución conjunta se considera que está marcada por siete etapas de deformación por compresión, cada una de las cuales fué seguida por erosión y desarrollo de disconformidad, en el período de tiempo que se extiende desde el Jurásico superior hasta el Oligoceno.

#### ACTIVIDAD ÍGNEA DURANTE LA EVOLUCIÓN Y REVOLUCIÓN GEOSINCLINAL

La importante idea de que la evolución geosinclinal y la revolución orogénica que determinó aquélla están marcadas por un ciclo definido de actividad ígnea fué señalada por Daly (en 1912). La hipótesis fué desarrollada algo más tarde, en forma más extensa, por Kossmat (1921). Durante la etapa primera, el estadio de sedimentación geosinclinal, los basaltos submarinos son extruídos, según Kossmat, en gran volumen, y van acompañados por intrusiones de gabbro y peridotita. Estas rocas básicas reciben colectivamente el nombre de «ofiolitas». Esta actividad ígnea y sus productos se considera que prueban el hecho de que la corteza en este estadio de la vida de un geosinclinal está descendiendo sobre un magma básico pesado (sima). En el próximo estadio (II), el estadio de plegamiento, cambian marcadamente tanto la clase de magma que se genera como la actividad ígnea que resulta: el magma granítico es ahora el tipo dominante y se ha formado por disolución de las raíces siálicas de los pliegues que se han hundido profundamente en el sima al restaurarse el equilibrio isostático. Al final o cerca del final del estadio de plegamiento se inicia el estadio III, marcado por descenso isostático y por intrusión granítica. La corteza, que ha alcanzado una gran rigidez por el plegamiento y por

las enormes masas de granito intruídas en ella, ya no es susceptible de nuevo plegamiento y, por consiguiente se quiebra en fallas que facilitan la erupción de lavas, y el estadio III es, por tanto, probable que termine con la extrusión de lavas por la superficie de la tierra.

Kossmat estableció además el principio de que las ca-

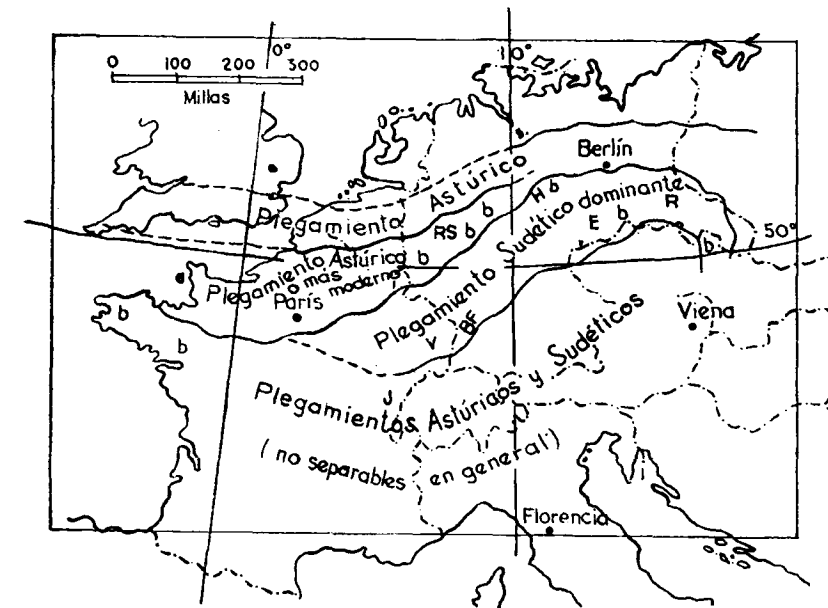


Fig. 3.—Diagrama que muestra la distribución de los plegamientos dominantes—súdético (4) y astúrico (6) en la orogénesis varisca (algunas localidades donde se ha recibido el plegamiento varisco de primera época se han señalado con la letra *b*).  
RS = Schiefergebirge rhenana; H = Harz; V = Vosgos; J = Jura; BF = Selva Negra  
E = Erzgebirge; R = Riesengebirge.

denas de plegamientos crecen no sólo en altura, sino también, a causa de su peso, en profundidad. Las cadenas de plegamiento se proyectan en profundidad aproximadamente nueve o diez veces su altura. Además el peso de la cadena de plegamiento es causa de que el antepaís adyacente curve hacia abajo. Un nuevo surco se forma, por consi-

guiente, flanqueando el sistema plegado en proceso de ascensión. Tal surco flanqueante, denominado «geosinclinal de segundo orden», se llena de sedimentos, producidos por erosión de la nueva cadena de plegamiento que se acaba de formar, y eventualmente llega a ser afectado en parte por la etapa final de plegamiento.

Estas ideas han causado muchas repercusiones. Poco después Scheumann (1924) denominó a la etapa I, caracterizada por los basaltos submarinos y plutonitas asociadas, la fase prototectónica; a la etapa II dió el nombre de fase sintectónica, marcada por intrusión de granitos concomitantes con el plegamiento, durante el cual el granito se deforma en un estado neísico y aparece, por consiguiente, ahora como ortoneis; y designó la etapa III como fase apotectónica, marcada por la intrusión de stocks y batolitos de granito macizo, acompañados por pegmatitas y lamprofiros.

En 1932 estas ideas han llegado a constituir una teoría de grandes vuelos, para explicar la actividad magmática durante el período varisco en Sajonia.

Fase 1.<sup>a</sup> La fase magmática preliminar (proterotectónica, preteectónica principal, antetectónica, son sinónimos) comprende erupciones básicas (diabasas), y como productos finales silíceos tenemos los queratofiros.

Sin embargo, como se demostrará en seguida, el orden que se acaba de especificar es exactamente el inverso del que muestran los hechos de campo.

Fase 2.<sup>a</sup> Fase sintectónica de movimientos de magma (fase tectónica principal, sincinemática, sinorogénica, son sinónimos usados por escritores posteriores): intrusión de grandes masas de magmas granodioríticos en las porciones centrales de anticlinales cinetometamórficos, acompañadas

por metamorfismo zonar. Se forman domos de neis, rodeados de zonas de neises de inyección, que se transforman gradualmente hacia afuera en micacitas y filadios. Las pegmatitas son estrujadas y escapan todos los constituyentes volátiles del magma en consolidación, los cuales se dispersan y permean las aureolas de contacto. Es característica la imposibilidad de desarrollarse lamprofiros.

Fase 3.<sup>a</sup> Fase postectónica—o tectónica tardía—, denominada apotectónica, postcinemática, postorogénica por otros autores; pero las designaciones epitectónica o epicinemática parecen preferibles, como indicantes de una sucesión inmediata con respecto a la fase precedente. En esta etapa se solidifican granitos intrusivos bajo condiciones estáticas; están rodeados por aureolas de cornubianitas de metamorfismo de contacto de tipo normal. Se caracterizan por el escape lento de sus emanaciones, las que, por consiguiente, dan lugar a que se formen «concentrados pneumatolíticos» y, presumiblemente, soluciones mineralizantes. Se presentan pegmatitas dentro de las masas graníticas y se forman lamprofiros.

Aquí tenemos un acusado esquema, que aunque encajado en las circunstancias de Sajonia, puede tener aplicaciones muchísimo más amplias. Ofrece la posibilidad de lanzar luz muy necesaria en un problema mayor de la Geología, que es el de explicar en alguna medida el hecho de que algunas intrusiones hayan sido seguidas por un cortejo de depósitos metálicos y otras no. La hipótesis debería, por consiguiente, confrontarse con los hechos determinados en otras regiones.

ACTIVIDAD MAGMÁTICA DURANTE EL RELLENO  
DEL GEOSINCLINAL

Inicialmente se pensó, tal como va implicado en la expresión «tectónica de primera etapa», que las erupciones submarinas de basaltos y otras ofiolitas comenzaron cuando el geosinclinal estaba casi completamente relleno. Las ofiolitas se consideraban como los heraldos de la revolución tectónica amenazante. Sin embargo, la evidencia estratigráfica muestra que el volcanismo ha tenido actividad muy temprana en la historia de muchos geosinclinales. En el geosinclinal appalache, al sur de New York, no hubo extrusión de basaltos que anunciase la revolución cortical de finales del Paleozoico; pero los basaltos amigdaloides, próximos a la base de la formación de Unicoi, hicieron erupción casi en el momento de la inyección del geosinclinal al principio de los tiempos cambrianos. En el geosinclinal varisco, que nosotros admitimos que haya comenzado muy pronto en el Devoniano (Gedinnense), la actividad extrusiva, muy extensa, que marca gran parte de los tiempos devonianos y carboníferos, comenzó más bien tarde, dentro del Devoniano medio.

Investigaciones petrográficas cuidadosas parecen, por consiguiente, haber invalidado la secuencia sistemática de tipos enunciadas por algunos geólogos. «Basaltos geosinclinales» son extruidos en volúmenes enormes durante el crecimiento de un geosinclinal, según afirma Tyrrell (1937). Aquellos son en su mayor parte verdaderos basaltos, pero con una tendencia a presentarse acompañados de spililitas (basaltos de albita). Es probable que aquellos y sus masas intrusivas, asociados con gabbros, peridotitas y serpentinas, se vean afectados por metamorfismo de bajo grado

durante la subsiguiente revolución tectónica y, por consiguiente, que lleguen a ser alterados en las conocidas rocas verdes u ofiolitas «que son constituyentes de tal importancia en las zonas de plegamientos montañosos de todas las edades». El volumen total de basalto geosinclinal (principalmente Ordovicense) en el geosinclinal caledoniano se estima por Tyrrell, basándose en evidencias muy tenues, que es del orden de 7.500 Kms. cúbicos. Sin embargo, en este geosinclinal se extruyeron abundantes riolitas en el país de Gales durante el Ordovicense; y en el distrito de Los Lagos tuvo lugar la erupción de la serie volcánica de Borrowdale, que excedió probablemente los 3.300 ms. de espesor y consistía principalmente de andesitas, pero recubiertas por riolita. La revolución caledoniana comenzó a finales o cerca del fin de la época siluriana y persistió adentrado el Devoniano en los tiempos posteriores a la parte baja de la Vieja Arenisca Roja. Pero durante los tiempos silurianos, la actividad volcánica fué débil; por consiguiente, se dice que el Siluriano fué «la calma antes de la tempestad». Pero cuando, como ocurre en el geosinclinal de Sierra Nevada, la etapa final de sedimentación está marcada por la extrusión de enormes cantidades de lavas basálticas, tobas y brechas, acompañados por queratofiros y otras manifestaciones «espilíticas», decimos que esta actividad ígnea es el heraldo de la tempestad consiguiente, la fase prototectónica de la revolución cortical predestinada.

El geosinclinal de Tasman (Süssmilch, 1935), que se extendió desde el Queensland septentrional en dirección al Sur más de 1.600 kilómetros, es notable por contener varias series de lavas altamente diferenciadas. El geosinclinal se comenzó a formar pronto en los tiempos devonianos. El vulcanismo permaneció activo durante todo el Carbonífero.

Las erupciones consistieron principalmente en andesitas durante los tiempos carboníferos antiguos, pero algo más tarde fueron vertidos 1.000 metros de andesitas, dacitas, queratofiros, dellénitas, toscanitas y riolitas, predominando generalmente los tipos de lavas más silíceas. En los últimos tiempos carboníferos, 3.300 metros de lavas, principalmente andesitas y basaltos, fueron vertidos en Cracow, Queensland, mientras que en Silverwood tuvo lugar la erupción de 1.000 metros de riolitas, dacitas, andesitas y basaltos. La profundización del surco sedimentario continuó algún tiempo durante el permiano, y se acumularon 3.000 metros más de capas antes de que se extinguiese el geosinclinal de Tasman.

En las Schiefergebirge rehenanas, donde el geosinclinal devono-rhenano comenzó a profundizar extraordinariamente casi en los tiempos del Devoniano inferior, fueron vertidas tobas y extrusiones queratofíricas durante el Coblenziense (a finales del Devoniano inferior). Las rocas del Devoniano inferior son, de hecho, las más universales de toda la formación y exceden en gran medida al resto del Devoniano, en espesor. La naturaleza «lábil» del piso del geosinclinal en proceso de profundización, tal como viene indicado por los módulos de hundimiento, muy diferentes, de porciones adyacentes, probablemente hizo posible la ascensión de magmas fundidos, según dice Tilmann (1938); pero, como se mostrará, el problema es más complejo que el que cubre una mera explicación para inquirir la ascensión del magma, ya que comprende también la naturaleza muy diferenciada del magma o magmas que ascendieron desde las zonas profundas y fueron vertidas al exterior.

El amplio ciclo magmático, que comenzó en los tiem-

pos del Devoniano medio, se inició, en el área de Lahn del Schiefergebirge, por erupciones queratofíricas. El material que fué emitido en mayor abundancia fué la toba y, subordinada, la lava.

Las rocas, tal como ha mostrado un estudio reciente de material recogido en buen estado y relativamente inalterado, son de tipo alcalino típico, siendo los constituyentes más corrientes la aegirina-augita, aegirina y la hornablenda alcalina, especialmente la riebeckita (Goetz, 1937). Así es que están de acuerdo con los queratofiros del Devoniano medio del Harz, que fueron los primeros en los cuales se encontró aegirina y riebeckita, por Erdmannsdörfer, en 1909. El contenido en sílice de los queratofiros del Lahn varía entre el 56 y el 74 por 100; son altos en álcali, predominando el sodio por lo general, mientras que la magnesia o la cal son sistemáticamente muy bajas. Los fenocristales son de albita, micropertthita y anortosa; y los cristales de anortosa que se presentan homogéneamente, sin mezclar, en forma esporádica, indican que los fenocristales de albita asociados cristalizaron a partir del magma y no fueron formados por una sustitución hidrotermal de una plagioclasa calcítica existente anteriormente. Los queratofiros del Lahn prueban así que son traquitas de aegirina-riebeckita (paleo-tipos) más o menos alteradas. Muchas de las efusiones queratofíricas se disponen acusadamente en forma de pillow-lavas, y algunas de ellas, de 70 ms. o más de grosor, ofrecen esta disposición de arriba a abajo (Kegel, 1932).

De modo que esta prolongada actividad eruptiva comenzó pronto en la historia del geosinclinal varisco con la intrusión submarina, no de basalto, sino de magma de un tipo muy especializado, y que por consiguiente es,

según puede presumirse, producto de diferenciación extrema. Los queratofiros de las zonas de Lahn y de Dill son del Devoniano medio, pero en el Devoniano superior únicamente tuvo lugar erupción de típicas rocas básicas subalcalinas, basalto variolítico, diabasa y picrita. Resulta, pues, que la naturaleza petrográfica de la provincia cambió entre los tiempos del Devoniano medio y el superior de alcalina o subalcalina, lo que es ejemplo de un cambio sorprendente, que se considera en petrogénesis como un problema de orden mayor.

Muchos de los queratofiros han sido denominados «diabasas» y fueron registrados en el campo como tales; la prevalencia de estas supuestas diabasas es lo que contribuyó a consolidar la idea de que las ofiolitas son rocas características de la historia prototectónica de los geosinclinales. Las lavas albiticas son, según Jung (1928), enormemente abundantes y de extensa repartición en el Devoniano y consiguientes series del Devoniano y del Dinantiense de Europa. Se las ha designado generalmente como queratofiros y albitofiros (equivalente francés del queratofiro alemán), pero según Jung deberían agruparse todas ellas como traquitas albiticas y riolitas albiticas, según que contengan o no cuarzo libre. Además, según Jung, el Viseano de los Vosgos (que coincide aproximadamente con el Missisipiense superior) contiene mucha andesita de mica, riolita, traquita albitica y andesita piroxénica. Cuando terminó la época viseana comenzaron repentinamente movimientos orogénicos con intensidad paroxismal, y toda la zona geosinclinal experimentó plegamiento, elevándose la cadena varisca. Esta historia, señalada por la extrusión de una serie volcánica extraordinariamente diversificada, ninguna de cuyas fases es ofio-

lítica y que procede inmediatamente a la principal crisis orogénica, difiere ampliamente de la hipótesis creada por Kossman para describir la evolución magmática durante un ciclo de plegamiento.

#### ACTIVIDAD MAGMÁTICA POLICÍCLICA DURANTE EL PLEGAMIENTO DEL GEOSINCLINAL

##### *Orogénesis varisca.*

Durante la orogenia varisca de la primera etapa tuvieron lugar intrusiones graníticas. En el Macizo Central francés los granitos han cortado y metamorfozado el Tournaisense (Missisipiense inferior), y en los conglomerados del Viseano alto (Missisipiense superior) se encuentran cantos de la mayor parte de estos granitos, que parecen estar datados de manera definitiva como intrusiones de una de las últimas fases (segunda o tercera) de la orogenia varisca (o sea la Bretónica).

En la Selva Negra meridional la actividad plutónica fué notablemente diversa. Se pueden distinguir (Hoenes, 1940) dos grupos de intrusiones graníticas; ambos son de edad correspondiente a la primera época carbonífera y no están separados por ningún gran intervalo, pero la calma tectónica se había enseñoreado de la región antes de que el grupo de granitos más macizo, y al parecer más joven, quedara emplazado. El límite inferior de edad para la época de intrusión está fijado por el hecho de que los granitos cortan la grauwacka de *Protocanites*, indicadora del primer piso del Carbonífero inferior (Paul, 1940). El grupo más antiguo de intrusiones, el cual consiste de tres a cuatro miembros, comenzó con granodioritas y terminó



con granitos, los cuales produjeron una notable zona de neis de inyección y fueron seguidos por un cortejo notable de aplita, pegmatita y lamprofiro. La granodiorita se deformó notablemente, de manera que prácticamente cada muestra aparece foliada como resultado de una basta cataclasis, con desarrollo de estructura de mortero, y milonización. Subsecuentemente se emplazó, como se infiere de lo macizo de su naturaleza, el segundo grupo de intrusiones graníticas. Podía esperarse que el primer miembro de estas series fuera por lo menos tan silíceo como el granito final del grupo precedente, pero realmente es granodiorítico; fué seguido por alaskitas.

Los granitos del primer grupo dieron lugar a una asimilación acusada y produjeron granitizaciones y migmatizaciones intensas, aunque limitadas arealmente. En contraste, los granitos del segundo grupo, que parecen haberse elevado a niveles mucho más altos en la corteza, como lo indican su amplia facies marginal de pórfidos y naturaleza microlítica, no originaron asimilación, metamorfismo de contacto ni migmatización.

Evidencia crucial referente a la época de intrusión nos viene del conglomerado basal que yace sobre las *grauwackas de Protocanites*. Este conglomerado contiene cantos de la granodiorita pizarreña y de granitos del miembro más joven del grupo segundo, y rocas devoniano-carboníferas con metamorfismo de contacto. Por encima del conglomerado basal hay 1.350 ms. de conglomerados, areniscas, tobas y extrusivas. Una caliza de crinoides situada 850 ms. por encima de la base de las series contiene rica fauna nerítica correspondiente al Viseano medio. Ambas series plutónicas son, por consiguiente, variscas de primera época y puede considerarse que han sido em-

plazadas durante la fase nassauica (2): el granito deformado, antes de que la fase llegare a su culminación—el granito sintectónico—, y el granito macizo, después de cesar la actividad tectónica, granito postectónico o más exactamente epitectónico.

Durante una fase orogénica posterior, estas rocas fueron aprehendidas en un sinclinal, volteadas y sujetas a plegamiento imbricado. Este poderoso diastrofismo fué adscrito por Wilser, en 1933, a la orogénesis sudética (4), pero hechos posteriores, basados en trabajos de orden estratigráfico, tectónico y petrográfico, referentes a mayores extensiones de la Selva Negra y septentrional, obligan a asignarle edad astúrica (6).

En la región septentrional de la Selva Negra la gran masa granítica de Durbach fué emplazada, según Wilser, durante la actividad varisca de primera época. Ofrece una foliación primaria que fué intensificada, sin embargo, por una deformación cataclástica posterior. Al granito de Durbach siguió, como es normal en petrogénesis, un granito más silíceo, el de Nordrach, que es macizo y turmalinífero, de acuerdo con su posición como miembro tardío o final de una secuencia plutónica. Después de la intrusión de los granitos se depositaron «sedimentos orogénicos» que comienzan con un grueso conglomerado basal, el cual contiene cantos e incluso bloques del granito de Durbach. Por encima del conglomerado basal vienen areniscas, arkosas y carbón, y tobas, cuyos restos vegeales dan prueba de la edad carbonífera media (Namuriense y Westfaliense inferior). Esta serie sedimentaria yace ahora con una inclinación de 60°; está pellizcada en zonas fragmentadas entre fallas de un sistema, imbricado, de empuje, y aparece cubierto discordantemente por lechos horizontales de

edad Pennsylvaniense superior (Estefaniense) y Pérmica. Por consiguiente, el principal movimiento de plegamiento de la revolución varisca de la Selva Negra—aunque la idea de qué es lo que constituye lo «principal» es algo subjetiva—tuvo lugar, según Wilser (1935), en la fase astúrica (6). Es quizá digno de nota que esta pulsación diastrófica, así considerada como el mayor movimiento paroxismal, no fué acompañada de intrusión plutónica.

Aunque la evidencia de la revolución varisca en la Selva Negra no ha sido reseñada aquí sino muy brevemente, se puede ver que se acumularon dentro del Carbonífero bajo (Mississippiense) una serie extraordinaria de acontecimientos: 1.º Deposition del piso bioestratigráfico 1 (*Protocanites*). 2.º Deformación, acompañada por intrusión, de un grupo de intrusiones plutónicas que se emplazaron según el orden de contenido incrementante en sílice. 3.º Inyección de un cortejo de diques de aplita, pegmatita y lamprofiro. 4.º Intrusión de un segundo grupo de masas graníticas. 5.º Denudación, por erosión, del más moderno de los macizos graníticos. 6.º Apilamiento en la erosionada superficie de 1.300 ms. de conglomerados, areniscas, tobas y lavas de edad del Viseano medio. Subsecuentemente, durante los tiempos del Carbonífero medio, se depositó otra serie de sedimentos y formaciones volcánicas que fué deformada por la orogénesis astúrica (6).

Como muestra el cuadro 2, las intrusiones graníticas acompañaron por lo menos a cinco de las fases de la revolución varisca. No se conoce, sin embargo, que ningún granito haya tomado emplazamiento durante la primera pulsación—la mársica (1)—, ni tampoco durante las últimas, más débiles. Las intrusivas se alinean desde las dioritas de cuarzo y las granodioritas hasta las alaskitas. Mu-

chas de las masas intrusivas son de dimensiones batolíticas, y algunas son extraordinariamente grandes. La masa de Lausitz ocupó 4.000 Kms. cuadrados (3.000 Kms. cuadrados puestos de manifiesto, más 1.000 cubiertos por rocas más modernas), y la masa de Bohemia meridional tiene 5.000 Kms. cuadrados de superficie. Estas masas se desarrollan principalmente en las zonas saxoturíngicas y moldanúbicas, tales como las definió Kossmat (1927) (figura 1). Así estas masas vienen a tener la misma relación con respecto a las cadenas de plegamiento varisco que las que ofrecen los batolitos, de los que generalmente se opina que quedaron emplazados durante la revolución appalachiana; estos batolitos yacen al Este del eje geosinclinal. Antiguamente se consideraban las masas variscas como stocks y batolitos, pero después han vuelto a ser interpretadas, por los técnicos especialistas en el estudio de los granitos, como mantos horizontales que fueron inyectados en la corteza por encima de pisos tendidos. Ninguna de las masas muestra evidencia de que se originasen «in situ» por fusión subcortical, excepto quizás algunas de la Selva Negra meridional, donde se cree que está puesto de manifiesto un nivel particularmente profundo de los cimientos prevariscos, constituídos por neises sedimentarios e ígneos. Los neises prevariscos de la Selva Negra meridional, que son los más repetida e intensamente estudiados de cualesquiera neises en el mundo, se piensa ahora, después de un nuevo examen muy detallado, en el que se han tenido en cuenta las ideas más recientes, que muestran sólo una moderada proporción de fusión selectiva (anatexis) y de granitizaciones como efectos de la revolución varisca. Aunque es posible que los granitos variscos se formasen por anatexis, por fusión subcortical, o por fu-

sión de aquellas partes plegadas e insertas en profundidades de naturaleza siálica, no se ha encontrado todavía, para tal origen, una evidencia forzosa.

Al ordenar o reunir esta sucesión de intrusiones graníticas durante la revolución varisca, solamente hemos incluido aquellas masas cuya época de emplazamiento ha sido determinada por evidencia de campo.

CUADRO 2  
*Intrusiones graníticas*

FASE OROGENICA	MASAS INTRUSIVAS	Edad (en millones de años)
Saálica (7).....	Stock de Schellerhau y otros granitos estanníferos.	230
Asturica (6).....	Macizo de Riesengebirge.	270
Erzgebirgica (5).....	Granodioritas de Lausitz. Masa grano-sienítica de Meissen.	
Sudética (4).....	Granito de Dohna seguido por granito de turmalina.	
Varisca de primera época (2,3).....	Selva Negra. Vosgos.	

Se han excluído las determinaciones teóricas de edades que se basan en análisis químicos y en diagramas de diferenciación, aunque tales métodos, de dudosa aplicación, han estado muy de moda. Erdmannsdörffer (1939) encontró, en relación con su estudio de los granitos y neises de la Selva Negra, que tales rocas, no emparentadas genéticamente, como el granulito, neis de Rench y la kinzigita, pueden, sin embargo, ser representadas de manera que resulte un diagrama de diferenciación normal; de esta manera puede considerarse que ha dado la puntilla al uso de los diagramas de diferenciación como sustitutos de un trabajo estratigráfico y tectónico areal.

Hemos presentado, con algún detalle, la evidencia que se refiere a los granitos de la Selva Negra, pero la falta de espacio nos impide dar la misma proporción de información para las secuencias plutónicas de otras partes de las zonas saxoturíngicas y moldanúbicas. Mi objeto principal es presentar bien a la vista el hecho de que la intrusión plutónica acompaña a muchas fases de la revolución varisca, pero no necesariamente en todas las zonas afectadas por las diferentes fases. Cada época de intrusión comprende una serie de rocas graníticas, terminando algunas con granitos de turmalina o seguidas de metalización. La metalización más notable es la que siguió a la intrusión de los stocks granítico de la fase saálica (7) del Erzgebirge, pero estos granitos no fueron inmediatamente precedidos por otros menos silíceos. Diferentemente a lo que ocurrió en otros ciclos ígneos de pulsaciones orogénicas más antiguas, la pulsación saálica (7) fué acompañada en la superficie de la Tierra por grandes erupciones de riolitas, las cuales comenzaron pronto en el Permiano y alcanzaron su punto álgido en los finales del Permiano inferior y comienzos del Permiano medio (Weyl, 1938). Los granitos saálicos trajeron consigo estaño, tungsteno, uranio y plata, y produjeron notables efectos pneumatolíticos. Como consecuencia la tendencia antigua era la de datar cualquier granito caracterizado por una pneumatolisis marcada, como saálico (7) y verdaderamente que fué un paso atrevido el de atribuir un granito de turmalina a una pulsación orogénica tan antigua como la sudética.

Otra característica notable de la actividad plutónica varisca es la de que la determinación de edades en años ha sido hecha para dos épocas sucesivas de intrusión granítica, lo que es un logro que todavía no se ha alcanzado

para ninguna otra revolución orogénica. El granito del Riesengebirge correspondiente a la fase astúrica (6) fué determinado a base de un análisis radiactivo de tipo IV, y tiene 270 millones de años de edad; los granitos saálicos (7), representados por el macizo de Eibenstock como tipo, se ha determinado que tienen una edad de 230 millones de años, basándose en un análisis radiactivo de tipo I de la pechblenda de Joachimstal (\*). De acuerdo con esto, el período de tiempo comprendido entre las fases astúrica (6) y saálica (7) es tentativamente de 40 millones de años. Los granitos saálicos se han considerado como las últimas diferenciaciones formadas por la actividad plutónica varisca; así es como se explica su riqueza en emanaciones metalíferas, pero la cosa no parece ser tan sencilla. La conclusión que parece surgir ahora es la de que una revolución tan prolongada como la varisca es policíclica y que cada pulsación orogénica puede tener su propio ciclo petrogénico, comprendiendo intrusiones graníticas sincinemáticas, cinemáticas póstumas y epicinémáticas.

La edad astúrica (6), pre-permiana, de la masa granítica del Riesengebirge supuso un difícil problema de determinación. La edad ante-permiana se dedujo primero del hallazgo, en las capas basales pérmicas, de cantos de origen de contacto metamórfico, derivados de la aureola de granito del Riesengebirge; y su edad astúrica (6) fué deter-

(\*) Las determinaciones de edad de minerales radioactivos se dividen en cuatro tipos: I, en la cual U, Th, Pb, y la composición isotópica del plomo han sido todos ellos determinados; II, aquellos en el cual se han determinado el U, Th, y Pb, y el peso atómico del plomo; III, aquellos en que se han determinado U, Th, y Pb, por métodos de análisis de tipo standard (como los tipos precedentes); y IV, en los cuales se ha determinado U, Th, y Pb: por métodos microquímicos. Los valores absolutos que se basan en análisis del tipo I tienen valor definitivo, y los demás un valor meramente tentativo.

minada por el hecho de que diques de lamprofiros, que se consideran genéticamente emparentados con el granito, corren a través de los más bajos lechos estefanienses (Pennsylvaniense superior) y que cantos de lamprofiros se encuentran en lechos estefanienses más altos; de aquí que el granito, y su cortejo de lamprofiros, sean astúricos (6) «si es que tomamos este concepto, para el plegamiento y la actividad ígneas» en un sentido que no sea cronológicamente muy estrecho (Petraschek, 1938, pág. 23).

Otro punto importante en esta visión de conjunto, comprensiva de la actividad plutónica varisca en un todo, es el de que el granito del Riesengebirge está rodeado de criaderos minerales ordenados zonariamente en tipos que indican que se formaron a temperaturas decrecientes a partir del macizo (Petraschek, 1937). Pero la mayor parte de los criaderos están agrupados alrededor de la terminación oriental de aquél, que es la extremidad que había sido indicada, por los métodos de Cloos para el estudio de la tectónica del granito, como constituyentes del punto donde el magma ascendió desde lo profundo antes de extenderse lateralmente. El magma y las soluciones mineralizantes parecen así haber ascendido a lo largo del mismo canal desde un foco más profundo.

En la fase erzgebúrgica tuvo lugar el emplazamiento de las sienitas y los granitos del macizo de Meissen, cerca de Dresde. La presión tectónica era todavía activa en la época de intrusión, y la facies de sienita del macizo se consideran como la pasta del cristal consolidado, de la cual fué estrujado el líquido intersticial. El macizo de Lausitz, el más grande de las intrusivas plutónicas variscas, se considera que es también de edad erzgebúrgica (5). Es un cuerpo complejo; el 30 por 100 está constituido por gra-

nitos de muscovitas y biotitas, una facies marginal híbrida que se forma por la asimilación de o por la reacción con la roca de tipo grauwacka, y el 10 por 100 son variedades menores, intrusivas de finales de etapa de tipo de las alaskitas y aplitas. Casi ninguna o ninguna pegmatita ni criaderos minerales fueron generados por esta intrusión, pero en cambio lo fueron muchos diques de lamprofiros. El macizo de Lausitz descansa, según H. Cloos, en un piso tendido; si ello es así debe consistir en una masa inyectada—una masa alóctona—cuyo magma se origina en algún otro punto, y por consiguiente, si este magma se forma por fusión de las raíces del geosinclinal, deformado hacia zonas profundas como se afirma en muchas teorías (Kossmat, 1921; Lugeon, 1930; Lawson, 1938), la evidencia se encuentra en otro lado y es inaccesible.

La época de intrusión—erzgebírgica (5)—se determinó principalmente por consideraciones tectónicas (Gallwitz, 1934); en la fase siguiente, la astúrica (6), el granito de Lausitz fué reducido a milonitas a lo largo de ciertas zonas.

Las cinco épocas sucesivas de intrusión plutónica que se extienden desde la fase varisca antiguo hasta la saállica (7), muestran las siguientes características de semejanza: Las intrusivas de todas las épocas son rocas graníticas y allí donde se sucedieron unas a las otras durante una cierta época, el miembro inicial no fué más básico que lo es una granodiorita o una cuarzodiorita y los miembros siguientes llegaron en orden de sílice incrementante. Tenemos aquí una importante excepción—el macizo de Brocken en las montañas del Harz, el más cuidadosa y detenidamente estudiado de todos los macizos variscos. Es un plutón compuesto de una extensión de 125 kilómetros cuadrados constituídos por cuatro miembros. El primero que

se emplazó fué el gabbro, que fué seguido por tres inyecciones de granito, la última de las cuales produjo poderosos efectos penumatólíticos. El macizo de Brocken ha sido designado sucesivamente como un batolito, un «lacolito» discordante inyectado por encima de un plano de fallas, y, finalmente, como un dique anular de intrusión (Lotze, 1933). Según las dos últimas hipótesis, el magma se formó en otro sitio distinto de aquel en que se presentó la roca resultante; se diferenció después, y los magmas fraccionales fueron desplazados desde su localidad de origen e inyectados hasta sus localidades actuales. La historia magmática del macizo de Brocken está de acuerdo con el esquema de diferenciación seriada a partir de un magma orogénico y no apoya de ninguna manera especial la idea, que se expresa a menudo, de que los granitos de las cadenas de plegamiento se formen por fusión de la porción más profundamente hundida del prisma geosinclinal plegado. Parece más bien que haya tenido lugar por emplazamiento de magma «primario» que no de magma formado por fusión subcortical; y resultaría, por consiguiente, una deducción lógica la de que el macizo de Brocken debería estar rodeado por un cortejo de criaderos minerales, suposición completamente confirmada por los hechos.

#### RELACIÓN DE LA ACTIVIDAD MAGMÁTICA CON RESPECTO A LA OROGENIA EN ALGUNOS GEOSINCLINALES NORTEAMERICANOS

Volvamos nuestra vista ahora a algunos ejemplos de Norteamérica. Las localidades y naturaleza de los geosinclinales norteamericanos han sido descritas por Schuchert (1933), pero la falta de espacio impide que los examinemos

desde el punto de vista de esta conferencia. Uno de los más notables es el acadiense (Schuchert, 1930). Este geosinclinal contiene gran cantidad de materiales volcánicos en Quebec, New Brunswick, Maine y New Hampshire. En Gaspé, provincia de Quebec, el corte del Siluriano medio, que abarca 4.000 metros, comprende 1.500 metros de basaltos submarinos y de andesitas (Northrop, 1929). El Siluriano marino, en las proximidades de Eastport, Maine, tiene 5.000 metros de espesor, cuya parte más importante está constituida por lavas y tobas (Bastin y Williams, 1914). Están allí representadas las riolitas de muchos tipos, andesitas y basaltos; en una palabra, la serie volcánica es de naturaleza muy variada. En las proximidades de St. John, New Brunswick, hay capas marinas del Devoniano antiguo (Heldelberg), están íntimamente entremezcladas con rocas volcánicas, principalmente andesitas, pero incluyen también dacitas, riolitas y basaltos. Así es que las rocas devonianas del geosinclinal como las del Siluriano comprenden una serie muy complejamente diversificada que evidentemente no es ofiolítica.

En New Hampshire se acumularon 1.700 metros de piroclastos durante la época de sedimentación geosinclinal, probablemente durante la época del Ordovicense superior, según Billins (1941), y comprenden principalmente riolitas, latitas de cuarzo y dacitas y, subordinadamente, andesitas y basaltos, o sea que resulta muy variadamente diversificada. Más tarde, a principios del Devoniano, hubo una moderada repetición de actividad volcánica. Todos los indicios apuntan a que el geosinclinal acadiense está caracterizado por uno de los efectos de vulcanismo más potentes y más variados que se conocen hasta ahora. Un surco de tal tipo, cargado con enormes volúmenes de rocas volcánicas

cuya erupción tuvo lugar durante la profundización, ha sido denominado recientemente, por Stille (1939), un geosinclinal plio-magmático. Stille opina que geosinclinales de este tipo son los únicos predestinados a llegar a convertirse en escenario de intrusiones batolíticas. Aunque esta generalización notable parece sostenerse como verdadera para muchos geosinclinales, está lejos de aparecer bien fundamentada o comprendida.

La revolución que extinguió el geosinclinal acadiense fué una gran convulsión terráquea, tal como la denominó Sir William Dawson, sobrepasando a todas las demás de la historia geológica de la margen oriental del continente americano. Aunque la revolución se consideró en general tácitamente que consistía en una sola pulsación, se está acumulando evidencia que indica que tuvo lugar en varias: Probablemente es policíclica, como la mayor parte de las revoluciones de orden mayor. La pulsación más temprana sugiere Alcock (1935) que tuvo lugar a finales del Devoniano inferior y fué seguido por otra en la época inmediatamente después del Devoniano medio. Las pegmatitas, cuya edad se ha determinado mediante la radioactividad, en Ruggles Gap, New Hampshire y en Portland Connecticut (260 millones de años) son consideradas convencionalmente, es decir, sin evidencia estratigráfica precisa, como inyectadas durante una de las últimas pulsaciones de la revolución acadiense; la edad absoluta de las pegmatitas de Connecticut, cuya determinación descansa en el método del tipo I, sugiere una edad del Carbonífero medio. Según esta idea, la conclusión que hay que deducir es o bien que la revolución acadiense duró más que lo que comúnmente se piensa o bien que las pegmatitas

no son resultado de tal revolución, sino de otras ligadas a algún antecesor de la revolución appalache.

En el geosinclinal cretáceo de Paysatin, de Washington y Columbia Británica, el miembro basal del prisma geosinclinal es un aglomerado de andesitas de 4.700 metros de grosor sobre la cual se apilaron 6.700 metros de sedimentos clásicos. La deformación hacia abajo de este «geosinclinal», según lo designa Daly (1912), comenzó como resultado del vulcanismo. Más tarde el geosinclinal de Paysatin fué deformado e invadido por stocks de granodioritas. Tampoco aquí la actividad magmática geosinclinal no fué ni notablemente básica ni prototectónica.

En Montana fueron vertidas andesitas y latitas en grandes volúmenes, como una fase póstuma de acumulación en el geosinclinal del Colorado, el cual comenzó a existir, según Schuchert (1939) en tiempos de finales del Jurásico. Su erupción tuvo lugar en tiempos siguientes al Niobrara, probablemente justo antes de emplazarse el batolito de Boulder, el cual se levantó a tan alto nivel en la corteza, que invadió la pila de lavas, que de esta manera viene así a constituir su roca al techo.

#### CONCLUSIÓN

En las páginas precedentes hemos trazado el crecimiento de la teoría geosinclinal y su gran expansión desde las primitivas ideas de sus fundadores Hall y Dana. He intentado dar un vistazo comprensivo de la teoría como conjunto, poniendo énfasis sin embargo en el papel desempeñado por la actividad ígnea durante la evolución y revolución geosinclinal. Se reunieron algunos de los datos de apoyo, tomados de la gran cantidad de hechos de cam-

po recogidos por geólogos de todo el mundo, y se han examinado las interpretaciones de tal evidencia. De este examen parece resultar que la doctrina geosinclinal probablemente habrá de ser considerada como un gran principio unificador, posiblemente uno de los mayores en la Ciencia Geológica. Adiciones notables a la teoría orogénica de Hall-Dana suponen:

1.º El papel del vulcanismo y la intrusión durante el crecimiento del geosinclinal preparatorio.

2.º Control isostático durante el plegamiento y aprehensión del prisma geosinclinal.

3.º Intrusión batolítica que comprende las fases sincinemática, cinemática tardía y epicinemática y la relación entre las intrusiones ígneas que pueden acompañar a las sucesivas fases de plegamiento de una revolución orogénica policíclica.

4.º El metamorfismo regional que tuvo lugar durante la revolución.

5.º La formación de criaderos metalíferos como efectos posteriores de los diferentes ciclos de actividad ígnea durante la revolución orogénica. Pocos geosinclinales muestran la sucesión completa de acontecimientos. La profundidad de erosión, como se ha sospechado durante largo tiempo, explica probablemente el hecho de que algunas cadenas de plegamiento muestren sólo parte del fenómeno y que únicamente las cadenas más profundamente erosionadas revelen el fenómeno de metamorfismo zonar con sus características aliadas. Determinar la validez de estas generalizaciones e integrarlas dentro de la teoría geosinclinal como conjunto, quedan como tareas inspiradoras para el futuro.

## BIBLIOGRAFIA

- ALCOCK, F. J. (1935) *Geology of Chaleur Bay region*, Canada Geol. Survey, Mem. 183, p. 77.
- BASTIN, E. S., and WILLIAMS, H. S. (1914) *Description of the Eastport Quadrangle*, U. S. Geol. Survey, Geol. Atlas, Folio 192.
- BERTRAND, MARCEL (1897) *Structure des Alpes françaises et recurrence de certain facies sedimentaires*, 6th Inter. Geol. Cong., Switzerland, 1894, C. R. (1897), p. 161-177.
- BILLINGS, M. P. (1941) *Structure and metamorphism in the Mount Washington area, New Hampshire*, Geol. Soc. Am., Bull., vol. 52, p. 932.
- BORN, AXEL (1930) *Zur Analyse des Cap-Faltensystems*, Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesell., Bd. 82, p. 193-206.
- CLOOS, H. (1936) *Das Batholithenproblem*, Fortschr. Geol. u. Pal., Heft 1, p. 30.
- DALY, R. A. (1912) *Geology of the North American Cordillera at the Forty-Ninth Parallel*, Canada Geol. Survey, Mem. 68, p. 481, 489-490, 570, 572-573.
- DANA, J. D. (1866) *Observations on the origin of some of the Earth's features*, Am. Jour. Sci., vol. 42, p. 195-211, 252-253.
- (1873a) *On the origin of mountains*, Am. Jour. Sci., vol. 5, p. 347-350.
- (1873b) *On some results of the Earth's contraction from cooling. including a discussion of the origin of mountains and the nature of the Earth's interior*, Am. Jour. Sci., vol. 5, p. 423-443; vol. 6, p. 6-14; 104-115; 161-172.
- (1873c) *Mountain making*, Am. Jour. Sci., vol. 6, p. 304.
- (1895) *Manual of Geology*, 4th ed., p. 380-386, American Book Co., New York.
- DE LAUNAY, L. (1921) *Géologie de la France*, p. 336, Librairie Armand Colin, Paris.
- EARDLEY, E. J. (1944) *Geology of the north-central Wasatch Mountains, Utah*, Geol. Soc. Am., Bull., vol. 55, p. 819-894.
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H. (1939) *Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes; XI, Die Rolle der Anatexis*, Heidelberger Akad. Wiss. Math.-nat. Kl., Sitzungsber., Jahrg. 1939, p. 58-60.
- GALLWITZ, H. (1934) *Die Altersfolge der Intrusionen in der Elbtalzone*, Ber. Sächsischen Akad. Wiss., Math-Phys. Kl., Bd. 86, p. 377-378; Geol. Rundschau, Bd. 26, 1935, p. 141-143 (Abstract).
- GIGNOUX, M. (1943) *Géologie Stratigraphique*, 3rd edit., Masson et Cie, Paris.
- GOETZ, H. (1937) *Die Keratophyre der Lahnmulde*, Mineral. Petrog. Mitt., Bd. 49, p. 168-215.

- HALL, JAMES (1859) *Geological Survey New York, Paleontology*, vol. 3, pt. 1, p. 66-96.
- (1882) *Contributions to the geological history of the American continent*, p. 29-69, Salem Press, Salem, Mass.; Am. Assoc. Adv. Sci., Pro., 31st Ann. meeting, p. 29-69 (1883).
- HAUG, E. (1900) *Les géosynclinaux et les aires continentales*, Geol. Soc. France, Bull., vol. 28, p. 617-710.
- (1907) *Traité de Géologie*, vol. 1, p. 527, Librairie Armand Colin, Paris.
- (1910) *Traité de Géologie*, vol. 2, p. 687.
- HESS, H. H. (1940) *Appalachian peridotite belt: its significance in sequence of events in mountain building*, Geol. Soc. Am., Bull., vol. 57, p. 1996.
- HOENES, D. (1940) *Magmatische Tätigkeit, Metamorphose und Migmatitbildung im Grundgebirge des SW Schwarzwaldes*, Neues Jahrb., Bd. 76A, p. 153-256. G
- JUNG, JEAN (1928) *Contribution a la géologie des Vosges hercyniennes d'Alsace*: Service Cart. géol. d'Alsace et de Lorraine, Mem. 2, p. 238-239.
- KAY, MARSHALL (1944) *Geosynclines in continental development*, Science, vol. 99, p. 461-462.
- KEGEL, W. (1932) *Ueber den Diabas-Vulkanismus im Lahn-Dill Gebiet*, Jahrb. Preuss. Land. Anstalt. Bd. 63, p. 936-947.
- KOSSMAT, F. (1921) *Die mediterranen Kettengebirge in ihre Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde*, Sächsischen Akad. Wiss. Math-phys. Kl., Bd. 38, no. 2, p. 46-48.
- (1927) *Gliederung des varistischen Gebirgsbaues*, Abh. Sächsischen Geol. Landesants, Heft 1, 40 pp.
- (1936) *Palaeogeographie und Tektonik*, p. 309-310, 389-400, Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- LAWSON, A. C. (1938) *The flotation of mountains—a theory of orogenesis*, Sci. Monthly, vol. 47, p. 429-438.
- LEUCHS, K. (1927) *Tiefsee-gräben und Geosynklinalen*, Neues Jahrb., Beil. Bd. 58B, p. 273-294.
- LOTZE, F. (1933) *Das tektonische Bild des Brockenmassivs*, Centralbl. Min. B, p. 633-647.
- LUGEON, M. (1930) *Sur l'origin du granite*, Acad. Sci. Paris, C. R., vol. 190, p. 1096-1098.
- NORTHROP, S. A. (1938) *Paleontology and stratigraphy of the Silurian rocks of the Port Daniel—Black Cape region, Gaspé*, Geol. Soc. Am., Spec. Paper 21, p. 59.
- PAECKELMANN, W., and RICHTER, G. (1938) *Bretonische Faltung und Vise-Transgression im Gebiet von Warstein in Westfalen*, Jahrb. Preuss. Landes-Anstalt, vol. 58, p. 256-272.



- PAUL, HENRY (1940) *Das Unterkarbon in Deutschland*, Geol. Rundschau, Bd. 31, p. 391.
- PETRASCHEK, W. E. (1937) *Die geologische Stellung der schlesischen As, Cu, und Eisenspatlagerstätten...*, Metall u. Erz, Bd. 34, no. 20.
- (1938) *Zur Altersbestimmung des variscischen Vulkanismus in Schlesien*, Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesell., Bd. 90, p. 20-25.
- PUTNAM, W. C. (1942) *Geomorphology of the Ventura region*, Geol. Soc. Am., Bull., vol. 53, p. 691-754.
- SCHUEMANN, K. H. (1924) *Prävariskische Glieder der Sächsisch-Fichtelgebirgischen Kristallinen. I, Die magmatische orogenetische Stellung der Frankenger Gneisgesteine*, Sächsischen Akad. Wiss., Math.-nat. Kl. Abh., Bd. 37, p. 7-61, 1927.
- (1932) *Ueber die petrogenetische Ableitung des roten Erzgebirgsneises*, Mineral. Petrog. Mitt., Bd. 42, p. 423-426.
- SCHINDEWOLF, O. H. (1926) *Zur Kenntnis der Devon-Karbondgrenz in Deutschland*, Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesell., Bd. 78, p. 88-129.
- SCHMIDT, H. (1939) *Zur Stratigraphie des Unterkarbons im Harz*, Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesell., Bd. 91, p. 497-502.
- SCHUCHERT, CHARLES (1923) *Sites and nature of the North American geosynclines*, Geol. Soc. Am., Bull. vol. 34, p. 151-230.
- (1930) *Orogenic times of the northern Appalachians*, Geol. Soc. Am., Bull., vol. 41, p. 701-724.
- (1939) *The greater structural features of North America: the geosynclines, borderlands, and geanticlines*, Geologie der Erde, Geology of North America, vol. 1, p. 56-71.
- STILLE, H. (1920) *Ueber Alter und Art der Phasen variszischer Gebirgsbildung*, Nachr. K. Ges. Wiss. zu Göttingen, Math-phys. Kl., p. 218.
- (1928) *Zur Einführung in die Phasen der Paläozoischen Gebirgsbildung*, Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesell., Bd. 80, p. 1-25.
- (1929) *Die subvariszische Vortiefe*, Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesell., Bd. 81, p. 339-354.
- (1939) *Zur Frage der Herkunft der Magmen*, Abh. preuss. Akad. Wiss., Math.-nat. Kl., no. 19, 31 p.; Neues Jahrb., Referate II, 1940, p. 659-662 (Abstract).
- SUCESS, F. E. (1937) *Bausteine zu einem System der Tektogenese*, Fortschr. Geol. und Pal., Bd. 13, Heft 42, 43 (1938).
- SUSSMILCH, C. A. (1935) *The Carboniferous period in eastern Australia*, Australia and New Zealand Assoc. Adv. Sci., vol. 22, p. 83-118.
- TERMIER, P. (1904) *Les schistes cristallins des Alpes occidentales*, Inter. Geol. Cong., 9th, Vienne, 1903, C. R., vol. 2, 1904, p. 571-586.
- TILMANN, N., et al. (1938) *Contributions to the geology of the Rhenish Schiefergebirge*, Geologists' Assoc., Pr., vol. 49, p. 2-48.

- TYRRELL, G. W. (1937) *Flood basalts and fissure eruption*, Bull. Volcanologique, vol. 1, p. 90-91.
- WEYL, RICHARD (1938) *Die Entwicklung des rotliegenden Vulkanismus im Schwarzwald*, Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesell., Bd. 90, p. 367-380.
- WILSER, J. L. (1933) *Kulmische Schlotbreccien und Crinoidenkalke im südschwarzwälder Paläozoicumstreifen*, Centralbl. Min., 1933B, p. 529-542.
- (1935) *Südgerichteter Schuppenbau und carbonischer Vulkanismus im mittleren badischen Schwarzwald*, Neues Jahrb., Beil.-Bd. 73B, p. 341-383.

Noticias

#### *Producción francesa de hulla.*

La producción francesa de hulla durante el año 1951 fué de 55 millones de toneladas, con un aumento sobre el año 1950 del 5 por 100. Las zonas que tuvieron mayor producción son: cuencas del Estrecho de Calais y del Norte, 28 millones de toneladas; Lorena, 11,5 millones, y Loira, 3,5 millones de toneladas. Se espera otro aumento cercano al 5 por 100 para el año en curso.

#### *La energía atómica y el futuro del carbón.*

En fecha reciente, un portavoz de la Comisión de Energía Atómica de los EE. UU. afirma, como consecuencia del estudio de la energía nuclear con fines pacíficos, vista la energía contenida en el uranio y torio, así como la posibilidad de descubrir nuevos yacimientos de los mismos, la posibilidad de que en un plazo corto sea más barata la energía atómica que la proporcionada por el carbón.

#### *Posibilidades petrolíferas de los EE. UU.*

La posibilidad de producción de petróleo y líquido de gases naturales de los EE. UU. para el año 1955, según el Instituto del Petróleo, será del orden de 7.750.000 a 8.000.000 de barriles diarios; la misma hace un año sólo era de 6.500.000. Variará de 13.750.000 a 15.150.000 la mundial, salvo Rusia y sus satélites en 1955. Actualmente obtienen los Estados Unidos una producción superior a la mitad de la mundial, y sus reservas son el 25 por 100 de las conocidas.

#### *Consejo Internacional de las Uniones Científicas.*

La Sexta Asamblea General del Consejo Internacional de las Uniones Científicas tendrá lugar en Amsterdam del 3 al 5 del próximo septiembre.

#### *La producción de carbón en Holanda.*

La producción holandesa de carbón fué en 1951 de 12,4 millones de toneladas, y el consumo de 17,9 millones de toneladas; como se ve, fran-

camente deficitario, con un incremento anual considerable del aumento de consumo, tanto por la mayor industrialización de Holanda como por el aumento de población y por el sucesivo agotamiento de las mejores minas, que obligan a recurrir a otras de menor importancia y peor situadas. Parece ser que el Ministerio de Economía espera aumentar el número de mineros en 2.000 y mecanizar las minas, con el fin de tender a una nivelación de la producción con el consumo.

#### *El Labrador, futuro centro de industria pesada.*

Se espera la creación de importantes centros de industria pesada en los bordes septentrionales de San Lorenzo, como consecuencia de los descubrimientos de hierro y titanio en las regiones desérticas de Labrador.

A lo largo de las fronteras, entre la provincia de Québec y la parte de Labrador de Terranova, se extiende una alineación de crestas formadas por terrenos sedimentarios precambianos, formando un anticlinal fuertemente plegado y fallado, que encierran inmensos yacimientos de hematita de origen lacustre y continental. Las reservas reconocidas son de 400 millones de toneladas explotables a cielo abierto. El mineral contiene 55 por 100 de Fe, hasta 15 por 100 de Mn, y menos de 0,045 por 100 de P.

El yacimiento de ilmenita más importante del mundo es el del Lago Allard, a 50 kilómetros de la costa, frente a la isla de Anticosti; tiene una zona de 120 millones de toneladas en explotación, con una ley de 35 por 100 de óxido de titanio; otras cantidades importantes están en período de reconocimiento.

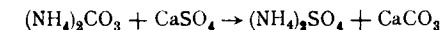
#### *El hafnio y circonio.*

El circón es el mineral principal para la obtención de circonio y de hafnio. El hafnio, que acompaña al circonio, absorbe los neutrones lentos, por lo que debe estar exento de aquel metal para su utilización en los reactores nucleares de neutrones lentos. El hafnio de la corteza terrestre es  $4 \times 10^{-6}$ , o sea, tan abundante como el berilio y el uranio y más que el mercurio y la plata, siendo su ley media en el circón de 2,5 por 100. La extracción se efectúa a partir del tetracloruro de circonio y hafnio, por destilación fraccionada, repetida cuatro veces, tratado posteriormente con oxocloruro de fósforo para obtener el óxido de hafnio.

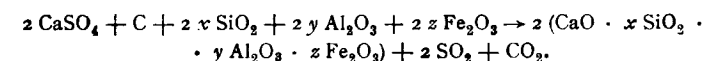
#### *La anhidrita y el yeso para la obtención de ácido sulfúrico y del sulfato amónico.*

La escasez de azufre natural en muchas zonas, obliga a mantener industrias en que las materias primas sean los sulfatos de calcio anhidros

e hidratados, minerales en general muy abundantes. La preparación del sulfato amónico tiene lugar por doble descomposición con carbonato amónico en solución acuosa.



La obtención del  $\text{SO}_2$  y cemento como subproducto, se consigue, por tratamiento térmico en horno rotativo de una mezcla de sulfato de calcio, carbón, arcilla, arenas y otros ingredientes, con alúmina, sílice y óxido de hierro.



El procedimiento está puesto a punto en Alemania e Inglaterra, y en esta última existe una instalación en escala grande en los yacimientos de anhidrita de Billingham.

#### *El metamorfismo en Geología.*

Recientemente expuso René Perrin en la «Société des Ingenieurs Civils» una teoría de reacciones al estado sólido de sumo interés geológico. El fenómeno general se basa en dos puntos: 1.º Todo aporte de elementos es compensado por la eliminación de otros en condiciones poco compatibles con la hipótesis de mecanismos basados en las circulaciones de soluciones o de gases. 2.º Los exámenes micrográficos ponen en evidencia fenómenos de «corrosión entre cristales», que obligan a concebir las difusiones iónicas en las redes cristalinas. Los hechos geológicos son un campo de observación importante para las difusiones en el sólido.

La litoesfera está compuesta de un tramo de oxígeno que constituye el 92 por 100 del volumen; en su interior se intercalan cationes variables de un mineral y de un terreno al otro. La erosión, con su acción selectiva, crea desequilibrios entre los terrenos seguidos de una tendencia a recobrar el equilibrio, cambiándose los cationes entre las capas con la profundidad. Estos cambios arrastran variaciones de volumen que dan lugar a deformaciones y metamorfismos con sus pliegues consiguientes.

#### *Tratamiento físico químico de la turba.*

La turba es un combustible rico en gas y con mucha agua. El problema del secado se ha de afrontar sin pérdida de gas; si el calor de secado es seco la carboniza, es preciso tratarla con calor húmedo y a presión. Con métodos modernos se la seca a 115° C. a un kilogramo de presión durante quince minutos, con un tratamiento químico con sales alcalinas para destruir la hidrocélulosa que contiene el agua, sometida después a presión pierde el 50 por 100 del agua. De esta manera se puede extraer de una tonelada de turba la misma cantidad de gas (de 4.500 calorías)

que de siete toneladas de carbón, además del ácido húmico, que él solo cubre todos los gastos del tratamiento.

*Hechas terminadas del Mapa Geológico que obran en Publicaciones del Instituto Geológico para su publicación en planes posteriores al del año 1952.*

- 1.ª Región: Antigüedad, Carballo y Lage.
- 2.ª » Lerma, Orduña, Orozco y Villasana de Mena.
- 3.ª » Artesa de Segre, Bañolas, Isona y San Feliú de Guixols.
- 5.ª » Sonseca, Quintanar de la Orden, Trujillo, Villarta de San Juan, Alameda de Cervera, Madridejos, Montachez, Campo de Criptana, Alhambra, Orgaz, Montijo, Almendralejo, Badajoz y Navalcaán.
- 6.ª » Cieza, Elche, Fortuna y Mazarrón.

#### *Uranio en Australia.*

Se ha descubierto un yacimiento de uranio, que acaso sea de los más importantes del mundo, en la Rum Jungle, al sur de Darwin, en el territorio septentrional de Australia. Los reconocimientos que se han efectuado fueron satisfactorios, y si ocurre lo mismo con el nuevo plan de sondeos se podría decir que estos yacimientos son tan valiosos como los canadienses y africanos. Se encuentran a una distancia razonable, por ferrocarril y carretera, de la zona australiana de pruebas de armas secretas en Woomera y de los laboratorios militares de Salisbury, Australia meridional.

#### *Volframio en Canadá.*

En la mina «Esmeralda» del Canadá se han rebasado las 600 toneladas diarias de volframio, con la particularidad de ser la primera mina de volframio puesta en explotación en el Canadá después de la segunda guerra mundial. Esta producción, con el consiguiente aumento del volfrán, se ha logrado gracias a la ampliación de la fábrica de la Columbia Británica.

Notas informativas

*Hoja núm. 366. San Feliú de Guixols (Gerona)*

La Hoja núm. 366, San Feliú de Guixols, del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000, que encierra entre sus límites la mayor parte de la Costa Brava, y que ha sido estudiada, con la cooperación de la Excelentísima Diputación de Gerona, por sus geólogos Don N. Llopis Lladó, Don J. M. Rivera Faig y por el ingeniero de este Instituto Don José Castells Cabezón.

En el capítulo primero, «Antecedentes y rasgos geológicos», se hace historia de los conocimientos geológicos sobre dicha región, a partir de los primeros estudios de Bauzá.

En el capítulo II, «Rasgos de Geografía física y humana», se concede particular extensión y detalle al estudio de la fisiografía del territorio analizándose detenidamente las características del relieve de la Cordillera Costera Catalana, relieve que se atribuye fundamentalmente a la región, aunque sin dejar de anotar las influencias que sobre la morfología local han tenido las diferencias petrográficas y las influencias estructurales y tectónicas. Se dedica también atención especial al estudio de la depresión de la Selva, cuya parte suroriental queda dentro del ámbito de la Hoja, y se estudian en otros párrafos del capítulo los valles fluviales, analizando sus orígenes, tectónicos y registrando interesantes ejemplos de capturas y las terrazas fluviales. Termina el capítulo con un documentado estudio de la morfología costera.

En el capítulo III, «Estratigrafía», se analizan separadamente las distintas formaciones geológicas que se presentan en la hoja. Siluriano, denominado Plioceno y Cuaternario, estudiando las facies y su distribución y dedicando particular atención a la correlación estratigráfica de las formaciones modernas, particularmente las cuaternarias, problema de gran interés en el territorio objeto del estudio.

El capítulo IV, «Petrografía», es uno de los más interesantes, ya que las rocas hipogénicas cubren una gran parte del territorio de la hoja. En él se estudian, en primer término y detalladamente, las rocas intrusivas de la Cordillera Costera, analizándose los granitos y granodioritas que constituyen la parte fundamental del plutón costero. Se estudian, igualmente, las facies aplítica, pegmatítica y porfídica y las rocas brechoideas de los contactos tectónicos. Entre las rocas filonianas se estudian las aplitas, pegmatitas, cuarzos y lamprofiros, así como las rocas asquísticas. Finalmente, se incluye un detenido estudio

de las rocas efusivas, pórfidas, felsitas y basanitas. La parte final del capítulo está dedicado al estudio de las rocas metamórficas.

De gran interés es también el capítulo V, «Tectónica». En él se estudian y analizan las dos eras tectónicas que han dado su fisonomía al territorio, es decir, la verfscica y la alpina. Se estudia la estructura de los sedimentos paleozoicos, analizando los estilos tectónicos en ellos impresos, así como la tectónica del macizo granítico, y termina el capítulo con un estudio de la edad de los accidentes tectónicos.

El capítulo VI, «Hidrología», está dedicado al estudio de las aguas subterráneas de la hoja, dividiéndolo en dos partes, dedicado, respectivamente, a las aguas termales o minero-medicinales y a las aguas subterráneas normales. En la primera parte se estudian las fuentes localizadas en las zonas de fractura que limitan la depresión de la Selva y las que surgen en contactos eruptivos, aguas cuya característica general es su riqueza en carbónico. Se incluye en el capítulo análisis de varios de estos manantiales. En la segunda parte se estudian las aguas subterráneas normales, analizando separadamente las aguas que circulan por las fisuras y diaclasas de los macizos hipogénicos, estudiando sus mecanismos de circulación y las aguas freáticas de las formaciones cuaternarias, que por su caudal constituyen la principal fuente de suministro de las poblaciones de la región.

El capítulo VII, «Minería y canteras», detalla las rocas que son objeto de explotación en canteras como materiales de construcción, y se citan los minerales más notables que se encuentran en el territorio, siquiera sea con el carácter de curiosidad mineralógica, ya que no existe ninguna explotación minera dentro del ámbito de la Hoja.

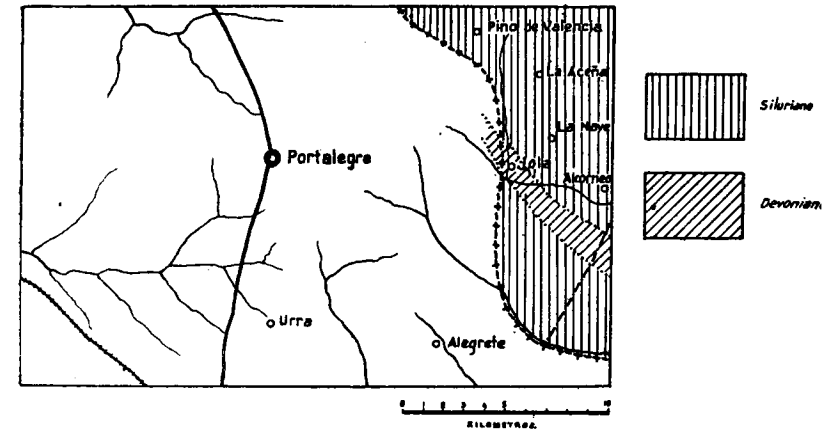
Finalmente, en el VIII, «Bibliografía», se recogen por orden alfabético de autores todas las publicaciones que hacen referencia a la geología del territorio.

La Memoria se avalora en su parte gráfica con 12 láminas de 24 fotografías de panoramas y formaciones típicas del territorio y 11 figuras, esquemas y-gráficos tectónicos y esquemas morfológicos y cortes estratigráficos y un bloque diagrama, perspectiva del territorio.—F. BENITO.

#### Hoja núm. 726. Pino de Valencia (Cáceres)

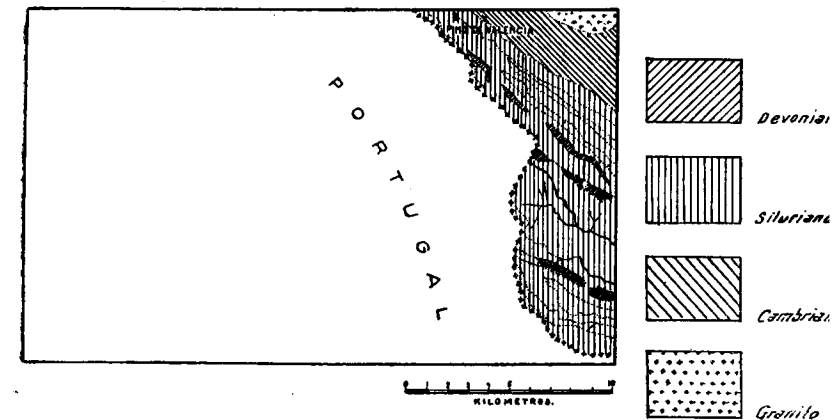
El terreno representado en esta Hoja de Pino de Valencia, núm. 726, queda localizado en la zona fronteriza con Portugal, al S. de Valencia de Alcántara. El relieve acentuado, pudiera decirse, es la natural continuación por tierras de España del alto macizo portugués de San Mamede, que culmina a los 1.028 metros, en las inmediaciones de Marbao y Portalegre. Así, pues, arrumbamientos tectónicos muy marcados, de NW. a SE., representan en tal zona, a las alineaciones varísticas con relieve típicamente hespérico.

Queda en esta Hoja perfectamente representado el conjunto del paleozoico inferior, especialmente el cambriano-siluriano, pues el devoniano, aunque también concordante, no es ya sino los restos muy destruí-



PINO DE VALENCIA.

726



Comparación del mapa geológico a escala 1 : 400.000, con la Hoja de Pino de Valencia a escala 1 : 50.000.

dos por erosión, de extensa formación, que se albergó especialmente en los sinclinales del siluriano.

Este conjunto queda situado al S. del gran batallito granítico de Valencia de Alcántara y San Vicente de Alcántara, cuyo borde meridional penetra algo en la zona septentrional de la Hoja, y al N. de la extensa mancha estrato-cristalina que queda hacia el SW., pero ya en tierras portuguesas.

Se trata, pues, de una zona bastante completa del paleoocáico inferior, que apoyada sobre el granito y convergencia poco acentuada hacia el NE., pues domina los bocamientos próximos a la vertical, se ha comprimido y replegado en el fondo de una geosidinal paleozoica, ofreciendo en sus términos más inferiores, las pizarras postdamienses, acentuado metamorfinico.

Tal serie está dada por las citadas pizarras, que alcanzan algunos centenares de metros de potencia, por los niveles cuarcíticos del ordoviciense inferior, a las que se superponen las pizarras de calymene igualmente del ordoviciense, y los restos de un devoniano muy complejo, integrado por areniscas cuarcíticas y ferruginosas, pizarras muy arcillosas de coloraciones rojizo amarillentas y lentejones de calizas potentes y seguidos que se ofrecen típicos al S. de la Sierra de Calera; devoniano inferior representativo de un Gedinense.

Son las alineaciones de cuarcita potentes y seguidas las que dan pauta al relieve, que llega a alcanzar fuertes y bruscos desniveles en la Serrata de los Peños y en especial cerca de Pino de Valencia y entre los Portillos Llana y de Jinebro, donde las potentes bancadas de cuarcita quedan sensiblemente verticales, dando origen a un paisaje típico de estas zonas, de gran rudeza y fragosidad.

Los valles están impuestos por las alineaciones tectónicas y se han abierto en las masas de pizarras, siendo algunos amplios y de buenas tierras, como ocurre con el seguido por el Alcorneo; otros son más estrechos y profundos, siendo característico el de la Rivera de Jola, que ofrece muy bellos rincones.

Las alineaciones que separan estos valles son seguidas, pudiendo decirse que tal paralelismo de valles termina en la Sierra de la Calera, pues al SW., el país da origen a amplia y sencilla depresión erosiva, recorrida por las cabeceras de los ríos Gévora y Gevorete, arrollo Codosero, depresión ocupada por importantes manchones de devoniano.

En el contacto del cambriano con el granito hay algún criadero, en general pobre de wolfram y casierita, habiéndose explotado en gran socavón estos últimos años, un filón cuarzoso con wolfram en las inmediaciones del Cortijo del Asiento. En el manchón de calizas devonianas se han establecido hornos de cal.

Si comparamos el mapa geológico a escala 1:400.000 con la Hoja que comentamos, veremos existen grandes diferencias, siendo fundamental que en aquél no se representó al cambriano y el devoniano queda localizado, dando origen a una estrecha banda en el valle del Gévora, cuando en realidad este terreno da origen a un conjunto de alineaciones estrechas y alargadas, en relación siempre con el siluriano, disposición que termina en la Serrata de las Peñas, para dar origen al NE. y en todo el amplio Valle del Alcorneo a un conjunto muy monótono de pizarras postdamienses.

También hay que indicar que el borde Sur del gran manchón granítico baja más, penetrando algo en esta Hoja que analizamos.

En el mapa a escala 1:1.000.000, el devoniano se ha representado en un gran manchón, situado principalmente en Portugal, pero su localización y contorno es muy diferente de la distribución que ahora señalamos.

Así, pues, esta Hoja puede ser considerada como la iniciación de las grandes zonas de cambriano-siluriano-devoniano, que viniendo de Portugal avanzan hacia el SE. por tierras de Badajoz y que perdiendo continuidad y relieve, terminan por ser cubiertas por el terciario de la depresión del Guadiana, alineaciones que ofrecen un ejemplo claro y típico de lo que es la vieja arquitectura Variscica, la cual por erosión, en tiempos relativamente corrientes, ha constituido un relieve típico de las hespérides.—ISMÁEL ROSO DE LUNA y F. HERNÁNDEZ-PACHECO.



## Notas bibliográficas

## COSMOQUIMICA

UREY, HAROLD C.: *The origin and development of the earth and other terrestrial planets*. «Geoch. et Cos. Acta», vol. 1, núm. 4-5-6, 209-277, 1951.

La superficie de la luna se formó por la colisión de planetosidades en un radio aproximado de 100 kms. El tiempo necesario para la adición de los últimos kilómetros fué del orden de  $10^5$  años. La superficie terrestre se formó a temperaturas inferiores a la de fusión de la lava. Materiales de hierro-níquel de pocos kms. de radio fueron asimilados en la gran planetosidad que cayó en la luna. Esto muestra que la tierra pudo tener acumulaciones mucho más rápidas que la luna y no obstante no fué fundida.

La densidad calculada para los planetas a la presión cero no es la misma, la composición química de Marte es aproximadamente uniforme y contiene alrededor de 30 % de las aleaciones hierro-níquel.

Los elementos oxígeno en agua, nitrógeno como sales amónicas o nítricas, y sulfuro como sulfuro de hierro, se acumularon por condensación a temperaturas bajas, mientras que el carbono fué retenido a temperaturas elevadas como grafito o carburo de hierro. Por tanto, de dos formas se acumularon los planetas, siendo el primero a temperaturas bajas y el segundo con altas, ambos seguidos de un periodo durante el cual las acumulaciones planetesimales formaron los planetas. Durante el citado de temperatura alta, un proceso químico de la volatilización de silicatos permaneciendo el hierro líquido o fusible y razona este proceso por la variación de densidad de los planetas. La primitiva atmósfera de la tierra contenía agua, amonio y metano, así como una gran cantidad de hidrógeno que desapareció.

La luna se formó posteriormente como es ahora. La tierra tiene una composición química uniforme. Al presente tiene la tierra un núcleo de hierro-níquel y es supuesto que el manto debajo de la discontinuidad de  $20^\circ$  tiene alrededor del 25 % en peso de la aleación Fe-Ni.

El balance térmico de la tierra indica que el interior se formó a temperaturas  $< 300^\circ \text{C}$  si la curva ecuatorial de Jeffreys es real. Intenta un balance térmico de la tierra, pero los resultados no son definitivos. La energía gravitacional, debido a la formación del núcleo durante los tiempos geológicos, crea muchas dificultades, pero no imposibilita la suposición de una tierra sólida si es añadida la energía radiactiva. Las constantes de los cálculos son inciertas.

Un cambio en el momento de inercia de la tierra, debido a la formación

continua de la corteza, explica discrepancias entre la aceleración secular observada y la requerida por la teoría de Tidal. La masa del núcleo con relación a la corteza supone la acumulación de níquel sólido en el núcleo. Tal acumulación puede suplir la energía suficiente para el mantenimiento del campo magnético terrestre.

Algunos autores han sugerido que la formación de las montañas es debida a las corrientes de convección. Se propone que una aportación importante y decisiva a la energía surge probablemente con la energía gravitatoria liberada cuando se formó el núcleo. La luna no ha plegado montañas y no ha formado núcleo. En la opinión de algunos investigadores, parece que Marte no tiene montañas y que aparentemente el núcleo no tiene densidad elevada.—L. DE AZCONA.

#### CRIADEROS

HERNÁNDEZ SAMPELAYO, PRIMITIVO: *Condiciones más generales de los criaderos de hierro paleozoico (NO. de España)*. «Rev. Ins. Hierro y Acero», V, 24-244, 1952.

Se aprecia como fundamento principal de este trabajo, la idea del autor en dar pronta entrada a las menas de hierro paleozoicas en la siderurgia de nuestro país. Ofrece las distintas agrupaciones de los criaderos, morfología y evolución para terminar en los puntos importantes de la explotación, clases tonelajes y estructura. En el plano que acompaña al trabajo figuran los criaderos eolíticos, marcando diferentemente, según su génesis, cronología y formación: ordovicenses, devonianos, metamórficos de segregación y alteración. El trabajo es de sumo interés, tanto por la cantidad de datos como por la valía del autor. Anuncia otra nota respecto a las cubicaciones de estas menas.—L. DE AZCONA.

#### GEOFISICA

OLIVER, JACK E., y DRAKE, CHARLES L.: *Investigaciones geofísicas en la llanura costera atlántica emergente y sumergida*. «Bull. of the Geol. Soc. Of. Amer.», 62, 1287-1296, noviembre 1951.

Con doce perfiles sísmicos de refracción se ha efectuado un estudio de las aguas que rodean Long Island.

Se presenta la superficie de la roca cristalina con curvas equidistantes en 61 m.

Esta superficie es aproximadamente plana con ligero buzamiento del sur al sudeste. Se indica la existencia de una elevación de 61 a 91 m. La velocidad media aparente del rayo sísmico en la base de la roca es de 5,6 Km/seg. Se identificaron otros dos horizontes sísmicos: uno perte-

neciente a sedimentos no consolidados, con una velocidad media de 1,65 Km/seg., y el otro con sedimentos semiconsolidados con una velocidad media de 2 Km/seg. Este último se encuentra solamente al sur y sudeste de Long Island.—L. DE AZCONA.

#### GEOLOGIA

MEDEIROS, A. C. DE: *Geologia do jazigo de ferro de Guadramil*. «Estudos, Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro», vol. VI, números 1-4 (28 págs., 6 láms., 1 mapa y varios cortes geológicos en color). Porto, 1951.

Se trata del estudio geológico detallado de la región de Guadramil, en la región fronteriza del extremo NE. de Tras-os-Montes, donde abundan los criaderos de hierro.

La parte estratigráfica estudia los terrenos en que aparecen los criaderos de hierro, que resulta ser Silúrico inferior, Skiddaviense, definido por el hallazgo de diversos *Bilobites*.

En otros puntos del distrito de Bragança, a lo largo de la frontera española, se encuentran otras formaciones análogas, por ejemplo, en Avelanoso, Vale de Frades, Pinheiro Novo, etc.

El mineral de hierro es *siderita*, que en superficie aparece transformada en *limonita*, y se presenta interestratificado con las cuarcitas y pizarras del Skiddaviense. En la parte central de la formación, el mineral, de origen sedimentario, es *hematites*, en parte limonitizada.

La existencia del Silúrico inferior se señala ahora por primera vez en estas regiones, según puede comprobarse en el mapa geológico de Portugal a escala 1 : 500.000.

Importancia especial tiene la parte paleontológica, donde se describen minuciosamente diversos *Bilobites*, que además están representados con buenas fotografías: *Cruziana furcifera*, *Vexillum halli*, *Scolithus*, y ciertas impresiones de origen orgánico, posiblemente *Palaeochorda*.

Además se describen ejemplares de *Lingula* aff. *rouaulti*, y de ciertos *Bivalvos* indeterminables.—BERMUDO MELÉNDEZ.

BERGOUNIOUX, F. M., y DOUBINGER, JEANNE: *Bassins houillers paraliques et limniques: méthodes de recherche*. «Bulletin de la Soc. d'Hist. Nat. de Toulouse», t. 85, págs. 221-229. Toulouse, 1950.

Contiene este interesante trabajo una serie de consideraciones relativas a las diferencias de yacimiento de la hulla en las cuencas parálicas y en las llamadas de origen limnico. En el primer caso se trata de cuencas de sedimentación próximas al mar, con escasas diferencias de nivel, que periódicamente eran invadidas por el mar. En el segundo caso se trata de

cuenclas enteramente continentales, rellenas por aportes detríticos procedentes de las montañas circundantes.

1.º Con relación a la aloctonía, de los estudios llevados a cabo por los autores de esta nota, se desprende que en las pequeñas cuencas hulleras de la parte occidental del Macizo Central los procesos de aloctonía han tenido una amplitud mucho mayor que en las cuencas parálidas: en Decazeville se encuentran grandes fragmentos de troncos y rizomas mezclados con sedimentos detríticos gruesos; la estratificación es a menudo torrencial, con cambios bruscos laterales de facies, y todo concuerda en demostrar la presencia de fases espasmódicas en la sedimentación, correspondientes a lluvias torrenciales y tempestades, que pudieron invadir bruscamente toda la depresión.

2.º Por lo que se refiere a la subsidencia, es decir, a los movimientos de hundimiento del fondo del área de sedimentación, la presencia de espesores muy considerables de hulla, parece indicar que el fenómeno, en las cuencas límnicas, ha sido más continuo y menos brusco que en las parálidas.

3.º En lo concerniente a la distribución cualitativa de las hullas, se ha demostrado que las de las cuencas límnicas están constituidas por los mismos componentes que las de las cuencas parálidas. Falta sin embargo la clasificación por orden de densidades, estando por el contrario completamente mezcladas, y en general, se encuentra un carbón de composición mixta (con restos leñosos, cutículas y microsporas). Siempre se comprobaba un transporte más o menos considerable, aportes torrenciales o eólicos y depósito a profundidades muy variables.

4.º Relativamente a la sistemática de los grupos fósiles, cada cuenca límnic tiene sus caracteres propios, y sus pisos están caracterizados por asociaciones vegetales típicas sobre todo por la frecuencia de ciertas formas. Muchas de las especies características estratigráficas pierden aquí su valor, y es absolutamente necesario el estudio de la frecuencia de cada especie vegetal, lo cual requiere recolecciones metódicas y muy cuidadosas.—BERMUDO MELÉNDEZ.

HERNÁNDEZ-SAMPELAYO, P.: *Carbonífero de Burgos*. «Combustibles», número 55, págs. 21-40, 9 figs., 4 mapas y varios cuadros. Madrid, 1951.

Reconocida esta cuenca, especialmente en superficie, desde 1840, se viene explotando con intermitencias desde 1844, sin que se haya llegado a realizar trabajos de importancia, sin duda por falta de una investigación sistemática, sobre todo en profundidad que hubiese permitido reconocer las zonas de mayor riqueza. Ahora se pone de nuevo en explotación, sin duda por su proximidad a Burgos, y la buena calidad del carbón que proporciona.

El espesor del Hullero se puede calcular en varios centenares de metros, tomando como base diversos sondeos y los estratos que afloran

en Pineda y Villasur. Las capas principalmente explotadas han sido cuatro, con un espesor total de carbón de 3,40 m. Diversos cálculos debidos a Patac, Forster y Clayton dan unas cifras para el carbón cubado, que rebasan los 30.000.000 de Tm.

Según el autor del trabajo, es indiscutible que por lo menos se puede contar en toda la formación con una capa de 1 m. de potencia, que da una reserva de unas 10.000 Tm./ha., lo cual justifica la perforación de un pozo de 200 m. de profundidad que se está realizando en San Andrés.

El trabajo comprende un estudio geológico detallado, ilustrado por tres cortes geológicos y dos mapas geológicos, dedicando especial atención a la tectónica y a los accidentes de esta índole que afectan al Hullero. Existe un seno hullero entre Brieva y Urrez, en el que por lo menos están comprendidas las seis capas de carbón de la zona de San Adrián, las cuales se han podido identificar exactamente en las labores de Brieva, lo cual añade una gran reserva probable. En opinión del señor Hernández-Sampelayo, las reservas seguras se pueden estimar del orden de 20 a 30.000.000 de Tm., que permiten confiar en una producción de 150.000 a 200.000 Tm. anuales.

El Hullero, que puede calificarse de Estefaniense, descansa discordante sobre un zócalo cámbrico-silúrico, formando varias cubetas en dirección NS. casi exactamente, y los únicos accidentes tectónicos de importancia que en él se advierten son fallas normales. La formación está recubierta por un conjunto permo-triásico, concordante con el Hullero.

Finalmente, se dan listas de fósiles extractadas de Zuaznavar, Areitio, Larrinaga, Larrazet y Patac, más otros datos inéditos del autor, entre ellos numerosos fósiles marinos de gran interés.—BERMUDO MELÉNDEZ.

CARRINGTON DA COSTA, J.: *Quelques remarques sur la tectonique du Portugal*. «Bol. da Soc. Geol. de Portugal», vol. VIII, págs. 1-16. Porto, 1950.

Se trata de un trabajo presentado por su autor al XVIII Congreso Geológico Internacional de Londres, que por su interés se publica también en Portugal.

Se refiere el trabajo, de una manera especial, a los movimientos orogénicos paleozoicos, resumiendo las observaciones particulares del autor en diversas ocasiones anteriores.

Hace constar que una parte al menos de los terrenos cristalinos del macizo Hespérico, pertenecen con seguridad al Arcaico, posiblemente al Algonkiense, pero faltan datos de detalle para poder afirmarlo en concreto, y lo mismo ocurre cuando se trata de determinar la influencia de la orogenia Huroniana.

El Silúrico descansa la mayoría de las veces directamente sobre el Arcaico, faltando el Cámbrico, y por lo menos el Potsdamiense nunca

está bien representado, lo cual demuestra que en la primera parte de la Era Paleozoica hubo una notable actividad orogénica, posiblemente de la fase bohémica.

El Silúrico aparece completo, pero los plegamientos caledonianos se dejaron sentir en el Devónico inferior y medio; las formaciones silúrico-devónicas son marinas, y los niveles más modernos corresponden al Coblenciense.

El Antracólítico es siempre continental: Westfaliense-Estefaniense-Antuniense inferior. En la parte meridional de Portugal, existen Devónico superior y Carbonífero inferior-medio, marinos.

La orogenia herciniana se evidencia, sobre todo en su fase bretona, por la laguna estratigráfica existente en las partes occidentales, que comprende el Tournesiense. Posteriormente, hubo importantes movimientos orogénicos durante el Permo-Trias, debido a lo cual el Retienense aparece discordante sobre las formaciones más antiguas.

La transgresión liásica fué de gran amplitud, y mayor aún la del Cenomaniense, que alcanzó su máximo en el Turoniense. El autor califica estas fases orogénicas de sub-hercinicas.

La emersión de los bordes mesozoicos lusitanos, debió verificarse en los últimos movimientos paleo-alpinos. Poco se conoce del lapso de tiempo correspondiente al Paleogeno, por falta de depósitos correspondientes.

La importancia de los plegamientos neo-alpinos, se pone de manifiesto por las dislocaciones observables en el Mioceno. La fase estairica parece haber sido la más importante, y posteriormente, en el Plioceno, se evidencia también la fase paleo-valáquica. Después, sólo hubo movimientos de reajuste isostático.—BERMUDO MELÉNDEZ.

GUIMERÃES, D.: *Arqui-Brasil e sua evolução geológica*. «Bol. Inst.º Tec.º Industrial do Estado de Minas Gerais», n.º 88, año 1951, 315 págs., 19 figuras, 8 cortes geológicos y un mapa geológico. Belo Horizonte (Brasil).

El Dr. Djalma Guimerães, conocido de nuestros lectores por haberse reseñado varias obras suyas en esta publicación, nos ofrece con la que ahora damos a conocer un interesantísimo estudio geológico, sintético, del Escudo Brasileño, que por su significación en la Historia Geológica y la Paleografía mundiales interesa a todos los geólogos; además, el lector encontrará en la obra datos geoquímicos y mineralogénicos de gran valor y a veces muy originales.

Después de una breve introducción, en la que expone los motivos, fines y naturaleza del trabajo y puntos de vista seguidos en la investigación, entra en el desarrollo de la obra, que consta de las siguientes partes:

1. *Arqueozoico*.—No desciende el autor, ni en este grupo ni en los siguientes, a detalles descriptivos sobre la geología del Brasil; el estu-

dio es puramente doctrinal y se basa en las investigaciones efectuadas en la bahía de San Francisco, en sus regiones medias y elevadas. Habían sido englobadas en el terreno arcaico formaciones de granitos neisificados, rocas eruptivas y sedimentarias metamorfozadas y hasta granitizadas. Esta parte la divide en tres capítulos: I. *Litología*; II. *Tectónica*, y III. *Contactos con las formaciones subsecuentes*. En el primero estudia las rocas que están profundamente metamorfozadas, correspondientes a la *catazona*, en sentido físico-químico, predominando los neis leucocráticos y siendo menos abundantes los meso y malanocráticos. Los fenómenos de granitización que han alcanzado gran intensidad, formando granitos palingenésicos de variado aspecto. Finalmente, estudia las rocas de origen magmático que han atravesado a las rocas francamente arqueozoicas.

En los neis de composición global granítica, con fenoblastos de microclina hasta de 10 cm. de longitud, y minerales melanocratas biotita y horblenda; los minerales accesorios son granate, cordierita, silimanita, corindón, magnetita, ilmenita; entre los secundarios, debidos a procesos de retrometamorfismo, figuran clorita, moscovita y epidota. Intercalados en estas formaciones neisicas se encuentran mármoles, cuarcitas, anfibolitas y pizarras grafiticas.

La granitización ha tenido gran importancia, ya que alcanza hasta las formaciones algonquinas y ha creado allí rocas tan semejantes a las arcaicas que es muchas veces imposible distinguirlas. En los batolitos se encuentran tipos diferentes de rocas, resultantes de la asimilación y homogeneización incompletas de rocas básicas eruptivas y sedimentarias. Así, se observan migmatitas, probablemente de origen sedimentario, atravesadas por dos sistemas de venas de pegmatitas, que pasan gradualmente a granitos palingenésicos, con restos de migmatita en varios estados de granitización.

El autor cree que la mayor parte de la gran masa de granito arcaico y algunos de los algonquinos no son de origen palingenésicos. La granitización se realiza por una sustitución o reemplazamiento de la plagioclasa y minerales ferromagnésicos originales, por microclina, cuarzo, biotita y moscovita. Los determinantes de esta sustitución son emanaciones magmáticas que en su curso se han cargado de elementos tomados a las rocas atravesadas (principalmente metaloides y metales) que han formado filones metalíferos.

Las rocas ígneas que cortan a las formaciones arcaicas son granitos sieníticos, dioritas, gabros, diabasas, basaltos y pórfidos.

Del estudio tectónico deduce que el arcaico brasileño se caracteriza por un arrumbamiento principal NNE. y otro secundario NO., tanto en el sentido de la neisificación como por las diaclasas, filones y direcciones de los ejes de plegamiento. Estas dos direcciones se conservan después desde el algonquino hasta el jurásico, lo que indica que las estructuras creadas por los primeros plegamientos arcaicos han impuesto todas las creadas por las orogenias postarcaicas. En la figura 1 presenta el esque-

ma cronológico del arcaico, en el cual divide este terreno en tres partes separadas por dos ciclos de erosión: arcaico superior, medio e inferior. El primero está dividido en dos series, la algomaniense y la manticiense; el segundo en otras dos, laurencianas y keewatianas, y la más baja forma la orla marítima brasileña, constituida por un substrato poligranítico integrado por macizos graníticos complejos heterogéneos.

Es interesante, pero sería muy largo insertar aquí un resumen, el estudio petrográfico de estas rocas, de la granitización, distinción entre las dos clases de granitos; rocas dolomíticas, granitos pegmatíticos, pegmatitas ricas en minerales y fenómenos que las han producido.

La segunda parte está dedicada al estudio del *Proterozoico*, que abarca todos los puntos de vista posibles: fisiográfico, estratigráfico, orogénico y petrológico. Estratigráficamente le divide en tres series: superior, media e inferior, y en el cuadro 2 resume todas las subdivisiones, las orogénias y fases orogénicas, indicando las rocas que predominan en cada una de las divisiones.

La tercera estudia el *Paleozoico*. Estratigrafía del cámbrico, siluriano, devoniano, carbonífero y permiano; su petrología, orogénias, tectónica, paleogeografía, paleoclimatología y metalogénesis.

El *Mesozoico* es objeto de análogos estudios, deteniéndose en las erupciones jurásicas y la formación de magmas subvolcánicos basálticos y de magmas derivados de composición extrema, dacíticos y riolíticos y las erupciones nefelínicas.

La cuarta parte se dedica al estudio del *Cenozoico*, que comprende también estudios fisiográficos, estratigráficos, petrológicos, orogénicos, paleontológicos, paleogeográficos y paleoclimáticos.

Esta serie de estudios termina con un interesante resumen paleogeográfico.

En la quinta parte hace el estudio geotectónico; en ella describe las estructuras dominantes, las de plegamiento y las de fractura. Analiza las dislocaciones en los distintos sistemas.

Sigue a éste un capítulo dedicado a metalogénesis, y termina la obra con un extenso capítulo dedicado a Paleobiogeografía y Paleoclimatología.

Como apéndice figura un capítulo sobre consideraciones geoeconómicas.—M. SAN MIGUEL DE LA CÁMARA.

ANDERSON, CHARLES A.: *Estructura precambriana más antigua en Arizona*. «Bull. of the Geol. Soc. of Ame.», 62, 1331-1346, noviembre 1951.

Sobre rocas precambrianas no metamorfoseadas se apoyan discordantes las rocas precambrianas más antiguas de Arizona, que comprenden los esquitos de Vishnu, Yavapai y Pinal. Los esquitos precambrianos más antiguos, innominados gneises y las masas graníticas asociadas, afloran en lagunas de las cadenas montañosas al sudoeste de la meseta del Colorado.

Los trabajos que se están llevando a cabo actualmente en las zonas de Bagdad, Prescott-Jerome y Little Dragoon, revelan estructuras plegadas con tendencia generalmente noroeste al nordeste. El trabajo hecho anteriormente por Wilson en los montes Mazatzal reveló fallas de buzamiento hacia el sudeste con ángulos bajos de la época precambriana más antigua.

Anterior a la extensa invasión de granito, en las zonas de Bagdad y Prescott-Jerome se intrusó en los esquistos una gran variedad de rocas ígneas, entre las que había riolita, pórfido, alaskita, diorita y gabro. En cada una de las zonas estudiadas hasta la fecha, solamente se puede reconocer un periodo de orogenia seguido por la intrusión de rocas graníticas.

El grado de metamorfismo es variable desde rocas preintrusivas no foliadas a otras con esquistosidad elevada. Algunas de las rocas intrusivas, entre ellas el granito, muestran el efecto del metamorfismo dinámico.—L. DE AZCONA.

## GEOLOGIA GENERAL

MARTEL, M.: *Contribución al estudio geológico y paleontológico de Gran Canaria*. «Estudios Geológicos», núm. 15; C. S. I. C. Madrid, 1952.

En la primera parte del trabajo hace su autor un estudio general de la Geología de la isla de Gran Canaria, destacando los dos grandes conjuntos volcánicos que la forman, y que quedan limitados por una gran línea de fractura que se extiende desde Agaete, en el NO., hasta el Barranco de Tirajana en el SE., el cual arranca de Tejada, en la parte más o menos central de la isla, donde se inician las extensas masas basálticas y las no menos importantes de traquitas y fonolitas.

Por la parte occidental, limitando los afloramientos de los basaltos antiguos, que constituyen la base de esta parte más antigua de la isla, aparecen amplias formaciones de riolitas rojas. Esta fué la parte de la isla que sus primitivos habitantes, los guanches, llamaron *Tamrán*.

La parte oriental está integrada por inmensas masas de basaltos postmiocenos que descansan sobre las masas fonolíticas que afloran en el litoral de Las Palmas y que, a su vez, contienen las formaciones terciarias donde hemos recogido un gran número de fósiles marinos.

En la segunda parte del trabajo se estudian una serie de fósiles, todos ellos Gasterópodos, que hacen un total de 21 especies, recogidos por el autor en los sedimentos terciarios de la Gran Canaria, situados en Las Palmas y sus alrededores.

Todos los ejemplares ahora estudiados están en perfecto estado de conservación y han permitido su exacta determinación, apareciendo representados en cinco láminas en *couché*.

Del género *Patella* se describen dos especies; otras dos de *Monodon-*

ta; otras dos de *Turritella*, una de ellas nueva, *Turritella maridillani* nov. sp., que dedica a su mujer; cinco especies más del género *Cerithium*, otras tres de *Vermetus*, una también nueva, *Vermetus melypedesi*; de los géneros *Aporrhais*, *Cypraea*, *Cassis*, *Strombus* y *Buccinus*, una especie de cada uno, y, por último, dos especies de *Triton*.—BERMUDO MELÉNDEZ.

SABAN: *Thermomètres géologiques*. «Bulletin trimestriel d'Information du C. E. D. P.», núms. 12-13, págs. 3-9 y 3-10. Paris, 1951.

Se trata de un notable estudio conjunto de los diferentes métodos que pueden aplicarse en geología para deducir la temperatura del medio ambiente en que se depositaron las rocas sedimentarias y que, generalmente, es la del mar de la época considerada.

En los medios bióticos se pueden seguir cuatro métodos diferentes:

a) Por el estudio de las floras y faunas fósiles se puede llegar a determinadas deducciones paleoecológicas, que con cierta aproximación y por comparación con las condiciones bióticas actuales nos dan la temperatura del mar en que vivieron los animales o vegetales.

b) Los caracteres petrográficos de los sedimentos, su facies, su coloración, pueden ocasionalmente darnos indicaciones en el mismo sentido.

c) Existen métodos llamados *paleogeográficos* que, según fórmulas especiales, en función de las coordenadas geográficas del lugar y de la cantidad de aportes terrígenos, nos dan la temperatura media reinante durante el depósito.

d) Recientemente, el estudio de las proporciones de los isótopos 16 y 18 del oxígeno, en las conchas marinas, se ha demostrado que está en relación con la temperatura del agua del mar en que vivieron. Esta proporción no se altera con el tiempo y sólo hay que tener la precaución de utilizar fósiles que no hayan sufrido proceso de epigénesis que pudieran haber alterado dicha proporción. Los rostros de *Belemnites* y las conchas de *Braquiópodos* y *Ostreidos* han dado muy buenos resultados, y la exactitud del método llega a tal extremo que las determinaciones, cuando se dispone de un buen espectrógrafo de masas, llegan a un error de 1° C.

En los medios abióticos se puede emplear también el método de los isótopos del carbono:

a) En las rocas sedimentarias la proporción de oxígeno-18 depende de la temperatura en el momento de la precipitación y de la concentración salina.

b) En los carbonatos hidrotermales la proporción de ambos isótopos está en relación con la temperatura del agua termal, pero la aproximación obtenida es menor porque influyen otras causas, como la composición, desconocida, del agua.

Pueden también aplicarse métodos físicos que se basan sobre la estabilidad de ciertos minerales a diferentes temperaturas en función de la

presión. Son diversos los métodos empleados, que utilizan unas veces el cloruro de sodio, otras los elementos raros, las inclusiones líquidas de los minerales o la variación de la temperatura de inversión del cuarzo.

En todos estos métodos, las mediciones han de ser de una extrema precisión.—BERMUDO MELÉNDEZ.

ZEUNER, F. E.: *Dating the past*. «Methuen & Co. Ltd., London». Un vol. en 4.º menor, encuadernado en tela, con 474 págs., 103 figs. intercaladas, 2 cuadros fuera de texto y XXIV láms. en couché. 2.ª edición. Londres, 1950.

El Prof. F. E. Zeuner, de la Universidad de Londres, es especialista en Arqueología, lo cual no quita para que haya conseguido un libro de un alto interés geológico, no sólo por el estudio detallado que en él se lleva a cabo de la cronología del Cuaternario, problema que principalmente preocupa a su autor, sino por la serie de datos y sugerencias que en él se hacen sobre problemas generales de la Geología y Paleontología.

Está dividido el libro en cuatro partes, que comprenden doce capítulos y un apéndice, en la siguiente forma:

I. Cronología de la Historia primitiva y de la Prehistoria reciente, especialmente en Norteamérica. *Dendrocronología* o análisis de los anillos de crecimiento en los árboles.

II. Cronología de la Edad de los Metales, Paleolítico medio y superior y fases climáticas que siguieron a la época glacial: análisis de las capas de cieno depositadas por los glaciares. Aplicación de este análisis a la cronología de las turberas y playas antiguas de lagos y mares con restos y utilajes humanos, Jalones importantes que separan el Paleolítico inferior-medio-superior y la Edad de los Metales, y la cronología postglacial.

III. Cronología del Paleolítico inferior; periodos glaciares y pluviales en las regiones cálidas: cronología relativa y absoluta del Pleistoceno. Cronología paleolítica de la Europa templada. Cronología del Pleistoceno y Paleolítico del Area Mediterránea. Fases climáticas, orígenes humanos e industrias en Africa, Asia, Australia y América. La cronología de los hombres primitivos y sus culturas.

IV. Cronología de la Historia de la Tierra y de la vida antes de la aparición del hombre: medición del tiempo geológico con anterioridad al Pleistoceno. La edad de la tierra y el ritmo de los procesos geológicos. La evolución biológica en el tiempo.

Esta última parte es de especial interés para el geólogo, y en ella se tratan interesantes cuestiones de la mayor importancia, entre ellas la medición del tiempo en función del proceso de desintegración atómica, utilizando los métodos del Helio, del Plomo, del Thorio, Actino-Uranio, Rubidio-Estroncio y, finalmente, por la relación Carbono 12/Carbono 14, que permite determinar la edad absoluta de los fósiles.

Con especial detenimiento está tratada la cuestión de la evolución orgánica en el tiempo, de cuyo ritmo se obtienen interesantes conclusiones.—BERMUDO MELÉNDEZ.

FALLOT, P.: *Les progrès de la Géologie en Espagne depuis cent ans*. Conferencia leída en la R. Acad. de Cienc., en su Centenario. 43 págs. Madrid; 1949 (publicado en 1951).

Se trata de un meritorio trabajo de recopilación de la labor de los geólogos españoles desde hace un siglo, por un gran amigo y conocedor de España, el Prof. del Collège de France, M. Paul Fallot, que ha sabido glosar magistralmente la evolución y avance de tales estudios en nuestra Patria, en una conferencia pronunciada el 7 de abril de 1949 en la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid, con motivo de su Centenario.

Después de dedicar un recuerdo a los «precursores», entre ellos especialmente al P. Torrubia en el siglo XVIII, pasa a exponer la labor de los geólogos del pasado siglo, especialmente en la Comisión del Mapa Geológico de España, época «heroica» de nuestra geología, que, según frase del autor, se cierra con la publicación del mapa geológico a escala 1:400.000 y su explicación por Mallada.

Desde principios de siglo, la labor fundamental ha sido llevada a cabo por el Instituto Geológico, luego Geológico y Minero, publicando las hojas geológicas a escala 1:50.000 con sus correspondientes explicaciones, que ya pasan del centenar. Este mapa puede compararse con los mejores extranjeros, y es la base indispensable para los estudios geológicos de detalle.

Paralelamente, la fecunda labor monográfica realizada por los geólogos españoles, unas veces Ingenieros de Minas y otras universitarios, ha abarcado todas las ramas de la Geología: Estratigrafía, Tectónica, Paleontología, Petrografía, etc., acumulando una serie de datos de valor inestimable.

El Congreso Geológico Internacional celebrado en Madrid en 1926 dió un nuevo impulso a los estudios geológicos en nuestra Península, siendo desde entonces muchos los geólogos extranjeros que nos han visitado, y en España estos estudios siguieron por nuevos derroteros.

Actualmente, la labor del Consejo Superior de Investigaciones Científicas, en varios de sus Institutos, se orienta sobre los estudios geológicos. La Geofísica ha sido motivo de importantes investigaciones, y asimismo la Petrografía y Paleontología, que últimamente han logrado en las Universidades la individualidad precisa a su desarrollo.

Todo ello hace esperar el progreso de una empresa que se está llevando a cabo, cuyo éxito será un gran honor para la Ciencia española, y cuyos primeros resultados son ya una fecunda contribución a la Ciencia universal.—BERMUDO MELÉNDEZ.

## GEOQUIMICA

RUBEY, WILLIAM W.: *Historia geológica del agua del mar.—Un ensayo para plantear el problema*. (Discurso del Presidente saliente de la Sociedad de Geología de los EE. UU.). «Bol. de la Soc. de Geolog. de los EE. UU.», 62, 1111-1148, septiembre 1951.

Aunque existen una serie de datos que sugieren la posibilidad de que la composición del agua del mar y de la atmósfera pueden haber sufrido alguna variación en el pasado, sin embargo, el historial geológico indica que tales variaciones han ocurrido dentro de límites relativamente reducidos.

La cantidad actual de carbono enterrada como carbonatos y carbono orgánico en las rocas sedimentarias es aproximadamente unas 600 veces mayor que la de la atmósfera, la hidrosfera y la biosfera de hoy. La cantidad de CO<sub>2</sub> en la atmósfera y en el océano ha permanecido relativamente constante a través de la mayor parte del pasado geológico, pues si hubiese sido superior, hubiesen dado lugar a la formación de brucita como sedimento marino.

Las cantidades relativas de los distintos volátiles «sobrantes» proporcionan un indicio del proceso del CO<sub>2</sub>. Estas cantidades relativas son semejantes a las de iguales materiales existentes en los gases que emanan los volcanes, fumarolas, manantiles termales y en los gases retenidos en las rocas ígneas. Por tanto, concibe el autor que la hidrosfera y la atmósfera pueden tener su origen casi enteramente en dichos gases plutónicos. Durante la cristalización del magma, los volátiles tales como el H<sub>2</sub>O y el CO<sub>2</sub> que se acumulan en la fundición remanente, son mayormente expelidos como parte de las fracciones finales. Las erupciones volcánicas y las corrientes de lava proporcionaron volátiles a la superficie terrestre durante el pasado geológico; ahora bien, las rocas intrusivas son probablemente una fuente mucho más adecuada de los constituyentes de la atmósfera y la hidrosfera.

Con este mecanismo pretende explicar el abastecimiento continuo de volátiles, a menos que también exista una generación continua de nuevo magma rico en volátiles. Posiblemente tales magmas locales se formen por un proceso continuo de fusión selectiva de las rocas subcorticales hasta una profundidad de varios cientos de kilómetros debajo de las zonas más móviles de la corteza. Esto implicaría que el volumen del océano ha crecido con el tiempo. En este punto la prueba geológica se presta a diferentes interpretaciones. El historial reconocidamente no lo demuestra; no obstante, parece que concuerda con un continuo crecimiento de las masas continentales y un hundimiento progresivo de las cuencas oceánicas. Quizá algo como el mecanismo siguiente pueda explicar el escape continuo de volátiles a la superficie de la tierra y la composición relativamente uniforme del agua del mar a través de gran parte del tiempo



geológico: (1) fusión selectiva de fracciones fusibles inferiores de asientos profundos, cercanos a las rocas anhídras debajo de los márgenes continentales inestables y de los geosinclinales; (2) elevación de estas fracciones elegidas (como magma granítico y anhídrico) y su cristalización lenta cercana a la superficie; (3) continuo reajuste isostático entre las masas continentales diferenciales y las cuencas oceánicas adyacentes, y (4) erosión y sedimentación renovadas de los márgenes continentales y zonas montañosas y un nuevo ciclo de fusión selectiva posterior.—L. DE AZCONA.

WARREN, HARRY V.; DELAVault, ROBERT E., y IRISH, RUTH I.: *Datos biogeoquímicos suplementarios del depósito cuprífero San Manuel en el Condado del Pinal, Arizona*. «Bol. de la Soc. de Geol. de EE. UU.», 62, 919, 930, agosto 1951.

El contenido de cobre y de cinc de las plantas de las inmediaciones del depósito cuprífero San Manuel, es mucho más elevado que el de especies semejantes en zonas de clima parecido alejadas de formaciones cupríferas.

Algunas plantas, sobre todo las California Poppy, Poppy, Paloverde, Matorral Creosote y Robledal Scrub, pudieran ser útiles para seguir los procesos de asimilación y biogeoquímicos. El Saguaro y el Ocotillo, entre otras, parecen ser menos interesantes, según estos estudios preliminares de los autores.—L. DE AZCONA.

PREUSS, E., y GLISZCZYNSKI, S. VON: *Über den Berylliumgehalt einiger Wavellite*. «Geo. et Cos. Acta», vol. 1, núm. 2, p. 86-88, 1951.

Estudian espectroquímicamente 18 wavelitas de diversas procedencias. El contenido en BeO es inferior al 1 % y pueden ser clasificadas en tres tipos.—L. DE AZCONA.

KORITNIG, S.: *Ein Beitrag zur Geochemie des Fluor*. «Geochem. et Cos. Acta», vol. 1, núm. 2, p. 89-116, 1951.

Valora el fluor y  $P_2O_5$  en 103 muestras de rocas magmáticas y sedimentarias. En varias valoraciones el fluor es distribuido en los minerales de las rocas y reconocidos sus pasos regulares de distribución y migración. De los valores simples del F ha calculado el contenido medio de las rocas eruptivas y sedimentarias y de la litosfera superior. Hace una tentativa de bosquejo del metabolismo y circulación del fluor en la tierra.—L. DE AZCONA.

SHAW, D. M.: *The geochemistry of indium*. «Geochem. et Cos. Acta», vol. 2, núm. 3, 185-206, 1952.

Emplea la técnica espectroquímica con excitación por arco directa con corriente continua, para el análisis del indio en cerca de dos centenares de muestras; la sensibilidad es del orden de  $2 \times 10^{-8}$  con una precisión de  $\pm 20\%$ .

Entre los minerales, el indio existe en concentraciones pequeñas en los silicatos máficos debido al cambio  $In^{+3} - Fe^{+2}$ . De él carecen los silicatos félsicos. Otros han señalado el enriquecimiento del indio en la esfalerita y otros sulfuros y una asociación común de In y Sr.

En las rocas ígneas, el indio se distribuye muy esporádicamente, sugiriendo la posible existencia de regiones de indio, o alteraciones en que el In existe en sulfuros accesorios.

Sedimentos arcillosos conteniendo pequeña cantidad de In, depositados por oxidación e hidrólisis de material erosionado. El ligero enriquecimiento en In de las rocas carbonosas, causa una fuerte reducción en sus alrededores.

La abundancia de indio en la corteza terrestre es de  $11 \times 10^{-8}$ . Discute por datos termoquímicos la distribución probable de In en la tierra.—L. DE AZCONA.

AHRENS, L. H.: *Quantitative spectrochemical analysis of silicate rocks, silicate minerals, and allied materials*. «Spc. Acta.», IV, 302-306, 1951.

Discute rápidamente un sistema de análisis cuantitativo de silicatos (rocas, minerales, suelos, meteoritos y materiales análogos), usando como excitación el arco de corriente continua directa. Los errores son del orden de 2,5 a 8 %. Los elementos valorados son fluor, alcalinos y los denominados componentes mayores.—L. DE AZCONA.

## MINERALOGIA

BRANCH, G., CHERVET, J., y GUILLERIN, C.: *Nouvelles espèces uranifères françaises*. «Commissariat à l'Energie Atomique», Rap. C. E. A., número 128, 1952.

Estudian los minerales uraníferos franceses nuevos: parsonita y renardita, fosfatos hidratados de plomo y uranio; kasolita, silicato hidratado de uranio y de plomo; uranopilita, silicato hidratado de uranio; baileyita, carbonato hidratado de uranio y magnesio; uranotilo  $\beta$ , silicato hidratado de uranio y calcio. De todos dan las características cristalográficas, ópticas y los análisis químicos cuantitativos.

También figuran los estudios, aunque menos completos, de otras es-

pecies, menos frecuentes en los yacimientos franceses: iantinita, óxido hidratado uranoso, uranotilo  $\alpha$ , silicato hidratado de uranio y calcio, basetita fosfato hidratado de uranio y de hierro; fosfouranilita fosfato hidratado de uranio; becquerelita, óxido hidratado de uranio, curita, óxido hidratado de uranio y plomo.

Al final estudian un mineral primario: la brannerita, que es un titanato de uranio complejo, y destaca la rareza de los titanatos de uranio con leyes pequeñas en elementos minerales, como lo son también la delorenzita y la davidita, y nosotros debemos recordar en este caso la guarramita.—L. DE AZCONA.

WARWICK, G. T.: *Calcite Bubbles. A new Cave formation?* «Bulletin of the National Speleological Society», núm. 12, 5 págs., 5 figs. Washington, 1950.

En las minas de Dudley Castle Hill, en Worcestershire (Inglaterra), explotadas hace bastantes años para extraer mineral de hierro y carbón, y cuyas galerías están perforadas en calizas y pizarras del Silúrico superior, existen unos charcos bordeados de roca, a manera de pequeños estanques, en los cuales han sido encontradas unas pequeñas esferas huecas de calcita, objeto de la presente comunicación.

Estas esferas huecas de calcita, cuyo diámetro máximo es por lo general de unos 3 mm., aparecen flotando en la superficie de estos charcos, la cual en general se presenta cubierta por una fina película de polvo y escamitas de calcita, que parece haber tenido parte importante en la formación de las esferas huecas.

Estudiadas al microscopio estas esferas huecas, presentan una superficie interna completamente lisa, mientras que al exterior son rugosas e irregulares, con cristales de calcita formando una drusa esférica.

Todo parece indicar que estas esferitas se han formado por cristalización del carbonato cálcico disuelto en el agua, alrededor de pequeñas burbujas de gas, probablemente anhídrido carbónico, desprendido del seno de la misma agua. Hay algunas experiencias de laboratorio que parecen confirmar este proceso.

Las condiciones óptimas para la formación de las esferitas son: inmovilidad del agua, con depósito activo de calcita, y presencia de burbujas de aire o de gas, aprisionadas debajo de una fina película superficial de polvo o pequeñas escamas de calcita.

Aunque hasta ahora tales formaciones sólo se han observado en la mina indicada, es muy posible que en alguna caverna natural puedan producirse las condiciones apropiadas espontáneamente, y que en ella se encuentran también las esferitas descritas.—BERMUDO MELÉNDEZ.

BOLZE, JEAN, y SCHNEIDERHOHN, HANS: *Metalogenia hidrotermal en los montes de Teboursoyk (Tunicia septentrional)*. «Bol. Soc. Geol. de Francia», 6.ª ser., t. I, fasc. 7, págs. 381-388, 1 lám. con 6 microfotografías. París, 1952.

Los autores estudian los filones tunecinos B. G. P. de los bordes de los diapiros triásicos de estos montes, que pertenecen a la unidad tectónica denominada «surco tunecino».

La mineralización es postpliocena y está en relación con fallas longitudinales y transversales.

La investigación microscópica del material demuestra que se trata de depósitos de muy baja temperatura, con paragénesis aberrantes de tres sulfuros, galena, blenda, marcasita-pirita.

Explican la metalogenia de estos filones por movilización de mineralizaciones antiguas del zócalo (filones hidrotermales secundarios) y transporte de plomo y cinc por complejos clorurados. Creen que el diapirismo de las series salíferas del triás está íntimamente ligado al proceso mecánico y químicamente. La ganga es totalmente calcítica. La sucesión en general es: galena, blenda, pirita, calcita, y se han formado probablemente a menos de 100°.

Los sulfuros de la mineralización del zócalo han sido disueltos por aguas salinas calientes, y éstas les han transportado y depositado después de la última fase orogénica a las mismas vías de circulación en los bordes de los diapiros. La paragénesis indica que los sulfuros debieron llegar al estado coloidal. La nota está dividida en tres partes: una dedicada a la Geología, otra al estudio microscópico y la paragénesis, y la tercera a la metalogenia.—M. SAN MIGUEL DE LA CÁMARA.

GEFFROY, JACQUES: *Metalogenia hidrotermal y movilizaciones ascendentes en la Lozère. Extensión posible del proceso*. «Bol. Soc. Geol. de Francia», 6.ª ser., t. I, fasc. 7, págs. 389-411, 6 figs., 1 lám. con 5 fotografías.

Se trata de un estudio sobre los filones de baritina de la región de Mende-Marvejols (Lozère). Del estudio se deduce que hay dos tipos de filones, uno de zócalo, probablemente herciniano, y otro de cobertera, que atraviesa el lias. A este tipo le considera el autor como debido a una movilización de las mineralizaciones del zócalo por soluciones termales ascendentes, relacionadas con el volcanismo terciario. Los complejos clorurados han debido desempeñar importante papel en esta movilización. El origen de los cloruros debe buscarse en las facies triásicas salíferas. El autor basa esta interpretación en la teoría de los filones hidrotermales secundarios de Schneiderhohn.

En el primer capítulo estudia los filones posthercinianos; en el segundo describe la Geología del distrito mineralizado de Mende-Marve-

jols, el origen de las mineralizaciones y clasificación de éstas en cuatro tipos:

A, filones pneumatolíticos-catatermales, con wolfrán y mispíquel.

B, filones antimoniales.

C, filones B, G, P, C.

Y en estos últimos distingúelos dos tipos ya indicados.

El tipo de filones de cobertera no contienen casi más que baritina, acompañada de algo de fluorina, galena y calcopirita, ordinariamente en granos microscópicos. Después de la descripción de los filones de este tipo estudia las soluciones mineralizantes. En el capítulo tercero se ocupa de la extensión del fenómeno, y termina con el siguiente párrafo:

«A cada ciclo orogénico corresponde un ciclo metalogénico que deja una cantidad de minerales y de ganga, pero éstos no permanecen siempre en el mismo sitio de su primera deposición. Los zócalos antiguos experimentan, hasta en sus caracteres sedimentarios, el cont agolpe de las orogénias posteriores. Sus fracturas, sobre las cuales llamaba recientemente Raguin nuestra atención, actúan de nuevo. Las mineralizaciones antiguas, disueltas, son transportadas a las series de cobertera. Las aguas juveniles, las termales, pueden intervenir en este transporte. Pero los nuevos depósitos así formados son filones por ascensión.—M. SAN MIGUEL DE LA CÁMARA.

DREYFUSS, MAURICE: *Para una representación gráfica de las formaciones sedimentarias marinas.* «Bol. Soc. Geol. de Francia», 6.<sup>a</sup> ser., t. I, fasc. 7, págs. 511-528, 3 figs. París, 1952.

Presenta el autor en esta nota un método de representación gráfica de la sedimentación marina por medio de ciertos coeficientes, tanto para un conjunto de capas como para un nivel determinado en una zona más o menos extensa. Estos coeficientes —de subsidencia, de relleno, de agitación, del agua y de la naturaleza del fondo— se calculan partiendo del espesor de los sedimentos y de sus caracteres físicos, biológicos, etc. La generalización del empleo de este método facilitaría la comparación de los fenómenos de sedimentación y de subsidencia en el tiempo y en el espacio.

El coeficiente de subsidencia es  $\Sigma = \frac{S}{e}$  expresa la subsidencia por unidad de espesor del depósito. S corresponde a la subsidencia absoluta expresada en metros; e espesor de la formación.

El coeficiente de relleno, relación del espesor real al espesor máximo, es:  $R = \frac{e}{pf + e}$  pf = profundidad del mar; el coeficiente es igual a 1 cuando pf es igual a cero.

Para la agitación del agua utiliza una escala numérica de 0 a 5, que es de calma igual a cero a agitación costera igual a 5 y para las características del fondo otra de 0 a 8, siendo 0 el barro fino y 8 la roca viva.

Expone extensamente el modo de construir las curvas y diagramas, con ejemplos y figuras y de obtener los datos numéricos y su valoración. Trata después de las posibilidades e interés del método.

Después de esta exposición llega el autor a la conclusión de que parece posible representar por curvas o gráficos cierto número de elementos de la sedimentación marina, traducidos por coeficientes calculados o apreciados. Puede esperarse una mejora en la precisión de los números con la experiencia al mismo tiempo que progresan las investigaciones sobre la sedimentación contemporánea, actualmente en plena evolución.

Para obtener con estos métodos resultados óptimos es preciso, indispensable, que los estudios en cada región abarquen la totalidad de las observaciones posibles, tanto sobre el terreno como en los laboratorios, por trabajos coordinados de especialistas, a ser posible por un trabajo de equipo.—M. SAN MIGUEL DE LA CÁMARA.

DEICHA, GEORGES: *Las fases fluidas en los fenómenos petrogenéticos. El testimonio de las inclusiones líquidas y gaseosas frente a la teoría.* «Bol. Soc. Geol. de Francia», 6.<sup>a</sup> ser., t. I, fasc. 7, págs. 597-610. París, 1952.

El autor cree que en las investigaciones petrogenéticas debe tenerse en cuenta la existencia y la naturaleza de las inclusiones fluidas que se encuentran en los minerales de las rocas. Con los métodos clásicos de investigación microscópica actuales, quedan sin valorar estos componentes fluidos de las rocas y es necesario aplicar técnicas complementarias que, entre las muchas posibles, señala el autor tres.

1.<sup>a</sup> Por aplastamiento, que permiten poner en evidencia la presencia de gas incluido bajo presión en un grano mineral aplastado en una gota de líquido. El desprendimiento de gas se observa con la lupa o con el microscopio (el autor ha expuesto estos métodos detalladamente en el «Boletín de la Sociedad Suiza de Mineralogía y Petrografía», t. 30, página 455, 1950 y en el «Neu Jahrsbuch Mineralogie Monatsheft», t. 9, página 193, 1951). En el laboratorio de Geología estructural y aplicada de la Facultad de Ciencias de París, se ha equipado un microscopio con los accesorios precisos para la realización de estos métodos. Está construyéndose una platina de aplastamiento que permitirá la realización fácil de este método bajo una lupa binocular o colocada sobre la platina de cualquier microscopio.

2.<sup>a</sup> La observación directa de preparaciones microscópicas especiales, que son láminas relativamente gruesas montadas en productos de alto punto de fusión para permitir observaciones en caliente. Para ciertas observaciones son preferibles láminas secas bien pulimentadas. También pueden observarse sencillamente fragmentos obtenidos por aplastamiento sobre el portaobjetos, método que ha sido ya aplicado y descrito con el

nombre de Fractografía en «Amer. Miner.», vol. 36, pág. 202, 1951. La observación por luz reflejada en láminas pulimentadas ha sido también empleada por algunos autores (E. Ingerson, «Amer. Miner.», vol. 32, 1947, pág. 375).

3.ª La de determinaciones termométricas, por calentamiento o enfriamiento de las preparaciones. Este método, aún poco usado, puede hacerse de gran utilidad con el empleo de la platina calentadora. La decrepitoscopia, que permite observar el desprendimiento de gases provocado por la explosión de las inclusiones de un fragmento de mineral calentado en un líquido de punto de ebullición elevado (aceite de silicon). Aplicando estas diversas técnicas se determinan la forma y tamaño de las inclusiones, su disposición, su distribución primaria y secundaria, el orden de sucesión de ellas, naturaleza del fluido, etc.

El autor reconoce tres tipos de inclusiones fluidas:

I. De gas, con una o dos fases; las clásicas de  $\text{CO}_2$ .

II. Acuosa con dos fases, que presentan burbuja.

III. Inclusiones de una solución acuosa con notable cantidad de gases a presión; éstas pueden ser de tres fases.

En la nota se estudian detenidamente estas inclusiones como testigos preciosos de la materia sustraída a los ciclos geoquímicos; aplica a este estudio las enseñanzas de las experiencias de síntesis mineralógicas; analiza también la estadística y transporte de materia basado en las medias de análisis químicos de rocas.—M. SAN MIGUEL DE LA CÁMARA.

#### NUCLEONICA

LAZARD, B., NIEF, G. et ROTH: *Variations de L'abondance du soufre* 34. «Rapport C. E. A.», núm. 132, 1952.

Los autores han estudiado las relaciones isotópicas  $\text{S}^{34}/\text{S}^{32}$  de diez muestras de azufre nativo y de tres procedentes de piritas. Las variaciones extremas observadas fueron del 5 por 100. Se da el método de preparación de las muestras y discuten los espectrogramas de masas obtenidos.—L. DE AZCONA.

COOPER, R. I. B.: *The distribution of Radioactivity*. «Nature», CLXIX, 350-352, 1 marzo 1952.

El autor toma como motivo de su artículo la discusión geofísica mantenida en la «Royal Astronomical Society», entre Davidson y Paneth, sobre las determinaciones modernas de la radiactividad.

Considera Davidson el aumento de la radiactividad de las rocas con la acidez, la variación en las rocas sedimentarias y se refiere a las importantes formaciones de minerales de fosfatos descubiertos en los Es-

tados Unidos, U. R. S. y Africa con una ley de  $10^{-4}$  en  $\text{U}_3\text{O}_8$ , que representa 10 millones de toneladas de uranio, que equivale a una potencia superior a todas las reservas de carbones y aceites del mundo. Los átomos de uranio parece ser forman parte de la estructura del apatito, correspondiendo cada molécula de uranio con 40.000 de apatito.

Supone Paneth la variedad en radiactividad y edad de los meteoritos para concluir que son variados y complicados, lo que no permite sean considerados como fragmentos de la explosión de un planeta similar a la tierra.

Indica Pullat la necesidad de estudiar muchos ejemplares para deducir la distribución de la radiactividad, y Ingham, Keevit y Slack dicen que frecuentemente la radiactividad de los batolitos en los bordes es seis veces la del núcleo, considera las migraciones de uranio y torio en horizontal y vertical que llegan en la corteza a ser superiores que las diferencias encontradas en los meteoritos.

A estas exposiciones siguen observaciones muy interesantes, además de los investigadores mencionados, de Browne, Stoneley, Tilley, Cooper y Gold, que hacen comentarios de gran interés geológico y geofísico.—L. DE AZCONA.

FORD, I. H., y PICCIOTO, E. E.: *Etude des minéraux de terres rares par absorption neutronique*. «Il Nuovo Ciment», IX, 141-144, 1952.

Examinan los autores la posibilidad de localizar los minerales de tierras raras en lámina delgada por la absorción de neutrones térmicos y de medir las concentraciones en Sm y Gd. Han utilizado como detector placas fotográficas nucleares cargadas en boro. Según los autores, esperan poder detectar en lámina delgada los minerales ricos en Sm y Gd, como la monacita tan abundante en nuestras costas gallegas.

Se trata, en general, de un método muy interesante para el estudio geoquímico de tierras raras.—L. DE AZCONA.

AHRENS, H., y GONFINKLE, I. G.: *Quantitative spectrochemical analysis of rubidium lepidolite*. «Am. Jour. of Science», CCIL, 451-456, 1951.

Para determinar la edad geológica por la evolución  $\text{Rb}^{87} \rightarrow \text{Sr}^{87}$  es necesaria la valoración de rubidio; para ello dan los autores dos métodos, en los que se emplea el potasio como elemento de referencia; con ellos consiguen con una determinación precisiones de  $\pm 2,5\%$ .

Utilizan los autores electrodos de carbón, excitación por arco, líneas Rb 420/K 4044 y Rb 4202/K 4047.—L. DE AZCONA.

LEVINE, CH. A., y SEABORG, G. T.: *The Occurrence of Plutonium in Nature*. «*Jour. of Chem. Amer. Chem. Soc.*», LXXIII, 3278-83, 1951.

El plutonio se ha separado químicamente de siete minerales diferentes y determinado la relación Pu/U. Esta relación es aproximadamente constante ( $\sim 10^{-11}$ ) en la pezblenda y en la monacita, en la que la ley en uranio varía de 50 a 0,24 %, y sustancialmente menor en la carnotita y fergusonita. Vemos con satisfacción que los autores sostienen la misma teoría nuestra (*Radiactividad y Geofísica*, pág. 106) sobre el posible origen del Pu<sup>239</sup>. Los manantiales de neutrones excluida la excisión espontánea del uranio, reacciones ( $\alpha, n$ ) causadas por la acción de las partículas  $\alpha$  de los elementos pesados en los núcleos de los elementos ligeros del mineral y rayos cósmicos. En los casos de los minerales de pezblenda, la excisión espontánea del uranio y reacciones ( $\alpha, n$ ) contribuyen a una proporción mayor de los neutrones. En los minerales de torio que contienen cantidades de uranio son probablemente dominantes los neutrones ( $\alpha, n$ ). Razonan la menor concentración de plutonio en la carnotita y fergusonita por la absorción neutrónica en la impureza de los minerales. Da la posible existencia en la naturaleza de elementos transplutónicos de período muy elevado.—L. DE AZCONA.

AHRENS, L. H.: *The feasibility of a calcium method for the determination of geological age*. «*Geo. et Cos. Acta*», I, 312-16, 1951.

La lepidolita contiene probablemente, según el autor, una mayor proporción de Ca<sup>40</sup> que otros minerales. Basado en los cálculos, esta proporción de calcio radiogénico en el calcio total desciende al orden de 1 a 30 %, teniendo mayores proporciones las muestras de más edad. El mineral más adecuado para la determinación de la edad por el Ca es la lepidolita. Las valoraciones cuantitativas de potasio y calcio total, con el espectrógrafo de masas en productos concentrados en calcio, indican su posibilidad como método práctico de medir edades, que probablemente debe ser restringido a los minerales antiguos (precambrianos).—L. DE AZCONA.

AHRENS, L. H., y MACGREGOR, A. M.: *Probable extreme Age of Pegmatites from Southern Rhodesia*. «*Science*», CXIV, 64-65, 1951.

La edad de nueve lepidolitas de Rhodesia Meridional determinada por  $Rb \rightarrow Sr$  da  $2.3000 \pm 200$  m. a.

Como el estroncio común suele estar asociado al calcio común, analiza este elemento para utilizarlo como índice de la contaminación del estroncio radiogénico en el común y ve que, en efecto, ocho de las lepidolitas apenas tienen calcio común  $\geq 10^{-4}$  y en una  $7 \times 10^{-4}$ . La pequeña

cantidad de calcio puede proceder de desintegración del K<sup>40</sup>. Con estos valores quedan situadas las micas en el precámbrico.—L. DE AZCONA.

PICCIOTO, DGARD, y VAN STYVENDAEL, MARCEL: *Dosage et localisation der lithium par reaction nucléaire dans les mineraux*. «*C. R. Ac. Sci. Paris*», CCXXXII, 855-57, 1951.

La propiedad de que la reacción  $Li_3^6 + n_0^1 \rightarrow He_2^4 + H_1^3$  tiene una sección eficaz elevada para los neutrones térmicos (65 barns a 0,025 e V), puede servir de base a un método muy sensible de valoración del litio. Conociendo el flujo de neutrones, se deduce la concentración de litio como función simple del número de tritones o de partículas  $\alpha$ . Para la localización en escala microscópica se utiliza la emulsión fotográfica como detector. La sensibilidad del Li es del orden de  $10^{-5}$  a  $10^{-1}$  en una superficie de algunas milésimas de centímetro cuadrado. Se facilitan los estudios de la geoquímica del litio, por precisarse el origen de las trayectorias con errores de algunas micras. Los autores esperan poder aplicar el método al boro.—L. DE AZCONA.

BOATO G., CARERI, G., y SANTANGELO, M.: *Argon isotopes in natural gases*. «*Il Nouvo Cimento*», IX, 1-6, 1952.

La composición isotópica del argón es medida en varias fumarolas y sofiones italianos; en ellos se encuentra una proporción considerable de A<sup>40</sup>, debida a la desintegración del K<sup>40</sup> en el interior de la tierra. A base de estos datos consideran el origen del argón atmosférico.—L. DE AZCONA.

PICCIOTTO, E. E.: *Utilisation des Emulsions liquides dans l'Etude de la Radioactivité des Roches*. «*Bull. An. Phys. Nuc. Bruselles*», núm. 33, 1952.

Se dió un avance considerable en la técnica fotográfica del estudio de la radiactividad de las rocas con el empleo de emulsiones nucleares en forma de gel.

Montan con bálsamo del Canadá reacciones finas de las rocas de 85  $\mu$ , y después de bien lavadas se deposita una capa fotográfica nuclear de 100  $\mu$ , que es revelada a los tres meses.

Con estas técnicas se pueden medir las relaciones Th/U y estudiar el equilibrio radiactivo de las rocas.

Consta el trabajo de nueve fotografías magníficas, que evidencian las manifestaciones del autor.—L. DE AZCONA.

*Report of the Committee on the Measurement of Geologic Time. 1950-1951.* Washington, 1952.

Comienza el informe con la acostumbrada recopilación efectuada por su presidente, de las aportaciones científicas más interesantes del año. Sigue el capítulo de bibliografía, donde se citan, ordenados alfabéticamente, los trabajos y obras aparecidas de 1 de abril de 1950 a la misma fecha de 1951.

Se dan los resúmenes de las seis comunicaciones presentadas en la Reunión anual de la Medida del Tiempo Geológico celebrado en 60 de abril y 2 de mayo de 1951.

El cuarto capítulo se ocupa del informe de la labor realizada en la India de 1947 a 1950.

En el último, debido al Prof. Marble, se discuten las variaciones de la composición isotópica de los elementos químicos. Sobre este tema preparamos una comunicación.—L. DE AZCONA.

HOUTERMANS, F. G.: *Die Kernemulsionsplatte als Hilfsmittel der Mineralogie und Geologie.* «Die Naturwissenschaften», XXXVIII, 132-137, 1951.

Comienza con la historia de esta técnica. Considera la placa como un útil de medición del contenido de rayos alfa naturales donde menciona las tres técnicas: recubrimiento, emanación y líquido depositado sobre la emulsión. También considera la placa fotográfica como medio para la localización de los rayos alfa, que es una de sus aplicaciones más útiles. Termina con los resultados logrados y posibilidades posteriores.—L. DE AZCONA.

HOUTERMANS, F. G.: *Über ein neues Verfahren zur Durchführung chemischer Altersbestimmungen nach der Blei-Methode.* «Akad. Heidelberg», núm. 2, 123-136, 1951.

Se describe un procedimiento para realizar las determinaciones de edad por el método «clásico» del plomo, en el que la relación, RaD/plomo radiogénico, se determina recurriendo a la actividad específica del plomo. Se puede realizar por medio de contadores, así como con placas de emulsiones nucleares o cámaras de ionización. Las cantidades de Ra D en equilibrio, que están en el uranio, se determinan mediante mediciones de las actividades del Ra E y Ra F. Análogamente puede determinarse el contenido en Th basándose en el contenido en Th B. Se dan detalles del procedimiento de desintegración y sobre los métodos de medición de la actividad, la utilidad se comprueba mediante ensayos. La ventaja del método radica en la posibilidad de utilizarse con cantidades pequeñas de

minerales activos, ya que el límite inferior sólo está impuesto por los métodos químicos de valoración del plomo.—L. DE AZCONA.

BUTTLAR, H. v., y HOUTERMANS, F. G.: *Photographische Messung des U und Th-Gehaltes nach der Auflagemethode.* «Geoch. et Cosm. Acta», vol. 2, pp. 43-61, 1951.

Se calcula para un material homogéneo y por el método de recubrimiento la frecuencia de los impactos que se presentan estudiándola en su relación con el campo de la trayectoria.

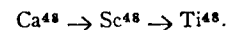
Se dan fórmulas para poder llegar a una conclusión en cuanto al contenido de elementos radiantes, basándose en la densidad de las huellas. Mediante el estudio de un tipo de metal de uranio, de una pezblenda y de un cristal de monacita, se comprobaron las fórmulas encontradas por la estadística de las longitudes de las trayectorias y se pudo así comprobar el contenido específico de uranio en la pezblenda y del torio en la monacita.

Se desarrolla un método que permite determinar por lo menos el orden de magnitudes de U/Th en un material homogéneo, basándose en la estadística de longitudes de las trayectorias.

En los cristales grandes (uno de monacita y otro de circon) se comprobó la homogeneidad estructural de los elementos radiantes, mediante comparación de la densidad de huellas con una distribución estadística de Poisson. Se encontraron en ambos cristales oscilaciones ligeramente variables con la actividad, y en el de uranio se apreciaron también oscilaciones de la relación Th/U.—L. DE AZCONA.

JONES, JOHN W. and KOHMAN, TRUMAN P.: *Research for natural radioactivity of calcium 48.* «Phys. Rev.», LXXXV, 941, 1 de marzo de 1952.

El Ca<sup>48</sup> se encuentra en el calcio común en la proporción de 0,18 % y tiene una relación protón/neutrón excepcionalmente baja en comparación con los núclidos estables de su región, por lo que puede considerarse como inestable. Las investigaciones están orientadas a base de las siguientes desintegraciones:



Al primero le corresponde un período mínimo de  $2 \times 10^{16}$  a, el del segundo es 44 h. Aunque los autores dicen que esta radioactividad no tiene importancia para geocronología, sin embargo, consideramos es un dato interesante para fijar el momento de formación de los núclidos Ca<sup>48</sup>.—L. DE AZCONA.

MULHOLLAND, GEORGE I. and KOHMAN, TRUMAN P.: *Possible natural radioactivity of neodymium*. «Phys. Rev.», LXXXV, 144 y 145, 1 de enero de 1952.

Desde el año 1933 se vienen haciendo investigaciones sobre la posible radiactividad natural del neodimio, todos concuerdan en su carencia de radiactividad alfa mientras que varios han identificado la radiactividad beta, que algunos la asignan a las impurezas de las muestras. La configuración del Nd<sup>150</sup> está fuera de los límites correspondientes a la estabilidad beta; los autores en su estudio fijan el límite del período en  $2 \times 10^{15}$ a para el Nd<sup>150</sup>.—L. DE AZCONA.

POOLE, J. H. J. and MATHEWS, C. N. E.: *Use of nuclear plates for the determination of the uranium and thorium contents of radioactive ores*. «Nature», CCXIX, 408, 1952.

La relación Th/U es, según los autores, igual a  $3.6/(n_1/n_2 - 2.15)$  donde  $n_1$  es el número de trazos con longitud horizontal superior al alcance máximo del radio C' y  $n_2$  es el número de trazos con longitud horizontal comprendida por los alcances máximos del radio C' y actínio A.

Dícese pueden determinarse de este modo valores muy precisos, que no son afectados por el poder de frenado de la muestra, y los valores sólo podrán ser inexactos si la muestra no es uniforme. Tiene la ventaja de la sencillez de la técnica y de que todo el material utilizado es opacitil.—L. DE AZCONA.

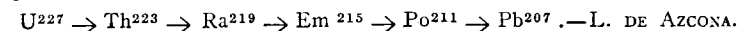
CHATTERJEE, S. D. and OLCOTT, R. N.: *Absence of spontaneous emission of neutrons from samarium*. «Phys. Rev.», LXXXV, 147 y 158, 1 de enero de 1952.

El objeto de este trabajo es un intento de comprobación del de Yagoda y Kaplan en que señalan la emisión natural de neutrones por el samario con período de  $10^{16}$ a. Emplean mayor cantidad de samario y comprueban experimentalmente la carencia de berilio y boro. Los autores llegan a la conclusión de que no existe tal emisión natural.—L. DE AZCONA.

MEINKE, W. W.; GHIORSO, A., y SEABROG, G. T.: *Further Work on Heavy Collateral Radiative Chains*. «Phys. Rev.», LXXXV, 429-431, 1 de febrero de 1952.

Se ha determinado el período del Ac<sup>222</sup> y se fija un límite superior del período Pa<sup>225</sup>. Se ha identificado una cadena colateral de vida corta

de la familia natural del actinio ( $4n + 3$ ), el período mayor es del U<sup>227</sup> que vale 1,3 m. El proceso de desintegración es el siguiente:



## PALEONTOLOGIA

TEIXEIRA, C.: *As grandes fases da evolução dos vegetais no decurso dos tempos geológicos*. Conferencia pronunciada en el Instituto «Rocha Cabral» en mayo 1951. Publ. en «Actualidades biológicas», vol. XXIV. Folleto de 79 págs., 10 figs. Lisboa, 1951.

El conocido paleontólogo de la Universidad de Lisboa, autor de numerosas publicaciones de Paleobotánica portuguesa, nos presenta en este folleto un ameno resumen de las etapas porque han pasado los vegetales en su desarrollo sobre la tierra.

Los apartados en que está dividido son: Los primeros vegetales. Los vegetales del Silúrico. Los vegetales del Devónico. Los vegetales del Permo-Carbonífero o Antracolitico. Los vegetales del Mesozoico. Origen de la flora moderna. La aparición de las Angiospermas.

Están tratados con especial esmero los vegetales devónicos, que el autor ilustra con diversas reconstrucciones, y merece destacarse la parte que trata de la flora hullera, que gracias a la claridad de exposición resulta un tratado de Paleobotánica resumido pero completo.

El hecho de que sea precisamente en Portugal donde se encuentran unos de los yacimientos más antiguos de Angiospermas, que han sido estudiados por el Prof. Teixeira, confiere un especial interés a la forma en que dicho profesor trata la cuestión de la flora mesozoica, y el posible origen de las Angiospermas, inclinándose del lado de la hipótesis que las hace derivar de las Pteridospermas a través de las Caytoniales.

En las conclusiones hace ver que, en la historia de la flora, pueden distinguirse cuatro fases sucesivas: 1. Paso de la flora acuática a la terrestre, probablemente en el Silúrico superior. 2. Transformación de la flora primitiva en la del Paleozoico superior al final del Devónico. 3. Transición de la flora antracolitica a la mesozoica, en el Permo-triásico. 4. Sustitución de la flora mesozoica por la de tipo moderno, caracterizada sobre todo por el predominio de las Angiospermas, lo cual tuvo lugar en el Cretácico. La flora actual, en sus grandes rasgos, aparece ya perfectamente definida desde el Eoceno.

Las transformaciones se han realizado lentamente por sustitución de unos grupos por otros, siempre en un sentido progresivo, pero la evolución no ha seguido una línea continua, sino más bien líneas paralelas, a partir de un cierto número de troncos principales.—BERMUDO MELÉNDEZ.

VENZO, S.: *Ammoniti e vegetali albiano-cenomaniani nel flysch del Bergamasco occidentale. Condizioni stratigrafiche e tettoniche della serie Barremiano-turoniana.* «Atti della Soc. Ital. di Sc. Nat.», vol. XC, págs. 175-236, 9 figs., 2 láms. Milano, 1951.

Se estudia en esta interesante nota la sucesión estratigráfica que comprende todo el Infracretáceo, y parte del Cretácico superior (Barremiense-Turonense), en Bergamasco (Lombardia), y de una manera especial la transición Albiense-Cenomaniense, y la facies flysch del Cenomaniense-Turonense.

La sedimentación fué tranquila e ininterrumpida, y únicamente al final de la serie, se marca la transgresión cenomaniense, transformada luego en regresión. La sucesión de facies indica, desde la base de la formación, primero una disminución de profundidad, luego un ligero aumento, y finalmente, sedimentos neríticos de facies flysch.

Se estudian detalladamente los diversos Ammonites recogidos en las facies batiales y semibatiales: un *Calycoceras*, tres *Mantelliceras*, un *Desmoceras*, un *Phylloceras?*, un *Hamites*, dos *Turrilites*, y finalmente dos *Inoceramus*.

Existe también un horizonte con restos de peces y fragmentos de vegetales arrastrados por las corrientes, en la parte superior del Cenomaniense inferior, que comprende: una forma de *Frenelopsis* (Cupresácea), una *Sequoia*, hojas de *Proteoides* y otras indeterminables.

Especial interés tienen las huellas que se describen de la facies flysch. Cita hasta una docena de especies de *Chondrites*, y describe minuciosamente dos especies de *Zoophycos* muy interesantes.

El trabajo está ilustrado por cinco cortes geológicos y una columna estratigráfica completa de los terrenos estudiados, que desde el Barremiense superior al Turoniense inferior, da para la formación una potencia de 500 m.

Los fósiles descritos aparecen figurados en dos láminas, con buenas fotografías, más otras dos referentes a los *Zoophycos*, intercaladas en el texto.—BERMUDO MELÉNDEZ.

BATALLER, J. R.: *Las Fanerógamas fósiles de España.* «Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas», vol. X, págs. 129-149. Barcelona, 1951.

Es el presente trabajo una ampliación al trabajo de la Srta. J. Menéndez Amor, que oportunamente reseñamos, titulado «Flora fanerogámica del Terciario y su extensión en la Península», añadiendo localidades y numerosas especies.

*Oligoceno*: Yacimientos de la cuenca del Ebro (Tárrega, Cervera, Serreal). Yacimientos de Ribesalbes (Castellón) y Rubielos de Mora (Teruel), y el de Campins (Barcelona). En total aparecen en lista 53 especies.

*Mioceno*: Yacimientos de Mallorca (nueve especies); Murcia-Albace (17 especies); Montjuich (20 especies); La Cerdaña, Lérida-Gerona (78 especies); y Turó de Mongut Badalona (cuatro especies).

*Plioceno*: Alrededores de Barcelona, cuenca baja del Llobregat (103 especies); y alrededores de Tortosa, cuenca baja del Ebro (23 especies).

Comprende además numerosas y precisas observaciones sobre algunas de las especies transcritas, y sobre la bibliografía correspondiente, completando el trabajo 29 citas bibliográficas.—BERMUDO MELÉNDEZ.

SIEVERTS-DORECK, HERTHA: *Echinodermen aus dem spanischen Oberkarbon.* «Palaeontologische Zeitschrift», Bd. 24, Nr. 3/4, págs. 104-119, 7 figs. y 1 lám. Stuttgart, 1951.

En este trabajo de la Dra. Hertha Sieverts-Doreck, se describe una interesante forma de Crinoide, *Iberocrinus multibrachiatus*, nov. gen. et sp., basada en un cáliz completo recogido por el Prof. Quiring, junto con un fragmento de tallo, cerca de Herrerueta (Palencia), en el Westfaliense B.

Describe además un Blastoideo nuevo, *Pentablastus supraca-bonicus* nov. gen. et sp., basado en dos fragmentos del cáliz, que se complementan, y que fueron recogidos por el Prof. Karrenberg en las proximidades de Rabanal, cerca de Gamedo de Cervera (Palencia), en la parte inferior del Westfaliense A. Este hallazgo tiene notable interés, por el hecho de que los Blastoideos son extremadamente raros en el Westfaliense.

Finalmente se describe en este trabajo, que próximamente será publicado traducido al español, por el Instituto «Lucas Mallada», una radiola perteneciente a un *Archaecoidaris*, posiblemente próximo al *Ar. urii*.—BERMUDO MELÉNDEZ.

DOUBINGER, J. y VETTER, P.: *Description d'une nouvelle espèce d'«Odontopteris».*—«*O. Bourranensis*». «Ann. de la Soc. Géol. du Nord», t. LXX, págs. 161-174, 3figs., 1 lám. Lille, 1950.

La descripción de esta nueva especie de *Odontopteris* se basa sobre un magnífico ejemplar de medio metro de anchura y casi otro tanto de largo, que comprende una parte de un fronde, con un raquis primario y diversos secundarios, provistos de las correspondientes pinulas.

La excelente conservación del ejemplar ha permitido estudiar en detalle el polimorfismo de las pinulas, que es muy marcado a lo largo de los raquis secundarios, así como las fructificaciones que están provistas de tres valvas, y que se han conservado sobre las pinulas de aspecto odontopteroide del vértice de las pennas.—BERMUDO MELÉNDEZ.



BATALLER, J. R.: *Gisements à Spongiaires des terrains secondaires d'Espagne*. «Bull. de la Soc. d'Hist. Nat. de Toulouse», t. LXXXV, páginas 209-213. Toulouse, 1950.

En general, la bibliografía española sobre Espongiarios fósiles es muy escasa, y más aún la que se ocupa de su distribución estratigráfica.

En los terrenos terciarios, en Cataluña, sólo el Eoceno ha proporcionado algunos ejemplares que han sido estudiados por Moret; yacimiento comparable al de Biarritz, estudiado por Boussac.

En el Jurásico existen diferentes yacimientos entre Cuenca, Teruel y Tarragona (Lusitaniense); en el Cretácico, los yacimientos son muchos más numerosos:

En el Infracretácico de Garraf se han encontrado numerosos ejemplares estudiados por Mme. Herenger, y otro yacimiento de la misma época fué descubierto por Almela en la provincia de Alava.

En el Santoniense hay diferentes yacimientos en las provincias de Alava, Navarra y Guipúzcoa, cuyas especies han sido estudiadas por Moret, Herenger, Gómez Lluca, etc.

En el Maestrichtiense hay yacimientos en las provincias de Barcelona, Lérida, Alava y Huesca, que han sido estudiados por Mme. L. Herenger.

Completa el trabajo una lista bibliográfica de los trabajos de Herenger y Moret citados.—BERMUDO MELÉNDEZ.

VÍA, L.: *Contribución al estudio de los Decápodos del Secundario de España*. «Anales de la Escuela de Peritos Agrícolas», vol. X, páginas 151-180, 14 figs., 2 cuadros y 1 lám. Barcelona, 1951.

El conocido especialista en Decápodos fósiles, Rvdo. Luis Vía, Presbítero, nos presenta una nueva aportación importante al estudio de nuestra fauna fósil, recopilando todo el material disperso que se encuentra en el Museo Martorell de Barcelona, en el del Seminario Conciliar y las colecciones particulares de los Sres. Villalta y Ferrer.

Precede a la parte sistemática una interesante recopilación de datos históricos de las diferentes determinaciones hechas por autores anteriores sobre los fósiles en estudio, a partir de 1863. en que Vilanova cita el primer Decápodo fósil cretácico de España. Hace resaltar la labor llevada a cabo por el especialista holandés Van Straelen y por el P. M. Ruiz de Gaona, sobre los fósiles del Monte Orobe.

La parte sistemática comprende la descripción de nueve especies, distribuidas en los géneros *Homarus*, *Callinassa*, *Pagurus* y *Necrocarcinus*, describiendo una especie nueva, *Pagurus avellanadae*, basada en un parápodo izquierdo, sin dedos, procedente del Neocomiense superior de Mas de Barberans (Tarragona), y que se conserva en el Museo del Seminario.

Es de lamentar el estado fragmentario de los ejemplares estudiados, no obstante lo cual, el Rvdo. L. Vía llega con seguridad a las determinaciones específicas, salvo en dos ejemplares, que no es posible determinar: un dactilópodo, posiblemente de un Pagúrido?, y una mano derecha de una *Distefania*? Cita además dos ejemplares procedentes de Salas de Pallás (Lérida), que por la premura del tiempo no han podido ser determinados.

El interesante trabajo termina con dos cuadros, uno sistemático de las diferentes especies citadas en el Cretácico hispano, y otro de distribución estratigráfica. Las familias representadas son:

MACRURA REPTANTIA: *Glyphaeidae*, *Erymidae* y *Nephropsidae*.

ANOMURA: *Callianassidae*, *Paguridae* y *Galatheididae*.

BRACHYURIDEA: *Homolodromiidae*, *Dynomenidae*, *Calappidae* y *Cancrinxanthidae*.—BERMUDO MELÉNDEZ.

ANDÉREZ, V., S. I.: *¿Es derivable el Hombre a partir de los Monos fósiles?* Aparte de «Miscelánea Comillas», t. XVII, págs. 173-224, 24 figuras, 2 cuadros. Universidad Pontificia de Comillas (Santander), 1952.

Con motivo de la discusión del transcendental problema, que encabeza el trabajo que comentamos, nos presenta el P. Andérez, de la Universidad de Comillas, un estudio detallado y muy completo de los diferentes hallazgos de simios fósiles desde el Eoceno hasta el Pleistoceno.

Después de un breve resumen histórico del problema planteado, y de los hallazgos de simios fósiles, pasa el autor a la parte sistemática, que ocupa la mayor parte del trabajo, estudiando sucesivamente los Lemuroideos: *Protoadápidos*, *Adápidos* y *Megaladápidos*; Tarsioides y Pitecoides: *Platirrinos* y *Catarrinos* (Cinomorfos y Antropomorfos). Esta parte está ilustrada con numerosos dibujos.

Estudia también la distribución geográfica y geológica de los hallazgos, resumiendo los resultados en dos cuadros. Incluye en su exposición los *Australopitécidos*, *Pitecantrópodos* y *Megantrópodos*.

Expone además el P. Andérez las diversas y autorizadas opiniones de diversos paleontólogos y antropólogos, sobre la importancia de los hallazgos en orden a esclarecer el origen del cuerpo humano: Dubois, Boule, Dart, Vallois, Kälin, Owen, Abel, Weinert, Le Gros Clark, Viret, Sergi, Osborn, etc.

Las conclusiones son: A pesar de darse todas las opiniones imaginables, ninguna se presenta con plena seguridad de sí misma. Predomina la tendencia a situar la estirpe humana bastante abajo genealógica y geológicamente. Ninguno asegura la generación del *Homo* por descendencia directa de los monos fósiles conocidos, sino a lo más, por desviación oblicua a partir de ella o, más bien, de alguna otra supuesta subyacente a manera de tronco común: concretamente, nadie deriva al

hombre de los *Australopitécidos* conocidos, sino todo lo más, en conjunto «de los Australopitécidos», y lo mismo puede decirse de *D y p. thecus* y *Propliopithecus*, sin que haya unanimidad.

La opinión del autor se puede condensar así: Después de analizar minuciosamente el valor de cada hallazgo algado como progenitor del hombre, concluye con Mc. Gregor, que «no hay un solo fósil conocido que pueda ser decididamente identificado como un ascendiente directo del hombre», y añade que ni siquiera indecisamente, y que a lo sumo, puede sólo darse como más o menos verosímil o científicamente posible. Sin embargo, el conjunto de datos y las circunstancias globales hacen *verosímil* (no probable) el origen del hombre a partir de una forma inferior, pero no lo demuestran.—BERMUDO MELÉNDEZ.

TEIXEIRA, C.: *Flora mesozoica portuguesa*. II Parte. «Publ. Serv. Geol. de Portugal», 35 págs. en folio, 21 figs., XIII láms. Lisboa, 1950.

En el año 1948 el Prof. C. Teixeira, de la Universidad de Lisboa, publicó la primera parte de esta monumental obra, que comprendía 121 páginas en folio y 45 láminas, donde se describían detalladamente las especies fósiles jurásicas y cretácicas que tan numerosas son en Portugal. Del Jurásico aparecían allí descritas 34 especies, y del Cretácico casi dos centenares, distribuidas en una veintena de yacimientos, cuyos ejemplares aparecen representados en las láminas. Sobre todo, la flora cretácica es muy rica en formas, pudiendo en ella seguirse la sucesión de floras a través de los niveles cretácicos, y se comprueba cómo de las floras del Infracretácico formadas por Gimnospermas y Criptógamas, se pasa a las del Cretácico superior con dominio casi completo de las Dicotiledóneas.

Las floras mesozoicas portuguesas no difieren esencialmente de las otras contemporáneas, aun cuando existen formas propias regionales. El estudio de las floras jurásicas y del Infracretácico, demuestra que durante gran parte del Mesozoico existió en la mayor parte de la Tierra un clima uniforme, cuya consecuencia fué una vegetación asimismo muy uniforme, en la que siempre dominaban los mismos tipos de plantas: los límites de dispersión de numerosos géneros (*Frenelopsis*, *Sphenoclepis*, *Laccopteris*, *Hausmania*, etc.) son casi universales.

En Portugal se encuentran las Dicotiledóneas más antiguas de Europa (Flora de Cercal). Aunque nada se conoce sobre el mecanismo de su aparición, es lo cierto que estas plantas ocuparon rápidamente todas las regiones de la Tierra, desarrollándose de modo extraordinario, y enriqueciéndose rápidamente con nuevos tipos hasta la actualidad. Esto es precisamente lo que se comprueba del estudio de la flora mesozoica portuguesa.

En la segunda parte, recientemente publicada, se estudia la flora fósil de las areniscas del Buçaco, formación poco fosilífera, pero que sin embargo, tras la paciente búsqueda llevada a cabo por el autor, ha

proporcionado 13 especies del Buçaco y del Valle de Madeira, y 15 más procedentes de Vila Flor. Todas estas especies aparecen representadas en las láminas que acompañan al trabajo.

La flora del Buçaco y del Valle de Madeira se sitúa en el tránsito Cretácico-Eoceno, y la de Vila Flor, aunque perteneciente a la misma formación, parece ser algo más antigua. Las condiciones de sedimentación fueron diversas en ambos casos: en el primero, régimen torrencial; en el segundo, depósito en una cuenca lacustre, donde se han formado lechos carbonosos.—BERMUDO MELÉNDEZ.

TERMIER, H. & G.: *Initiation a la Paléontologie*. Tomos I y II. «Collection Armand Colin», núm. 273-274, 450 págs. en 8.º, con 50 láminas que contienen más de 500 figs. Paris, 1952.

Se trata de un manual recientemente publicado por los esposos Termier, equivalente al antiguo ya agotado, publicado en la misma colección, y del que era autor L. Joleaud. Es obra muy puesta al día, y en la que se tratan todos los problemas de actualidad referentes a la Paleontología.

Está dividida la obra en once capítulos, que comprenden:

Generalidades. La evolución. Micropaleontología. Generalidades de Paleozoología. Espongiarios. Celentéreos (Hidrozoos, Escyfozoos y Antozoos). Celomados Trimetamerizados (Briozoos, Braquiópodos, Pterobranquios, Graptolitos, Conuláridos y Equinodermos). Celomados del «grupo espiral» (Anélidos, Onicóforos y Artrópodos). Continuación del anterior (Moluscos). Cordados y Vertebrados. Paleobotánica (Talofitas, Briofitas, Plantas vasculares, Las floras fósiles, Estudio del carbón y Análisis polínicos).

En el primer tomo merece destacarse de una manera especial la parte que trata del proceso de fosilización y de los métodos de preparación y estudio de los fósiles, reseñando brevemente, pero con suma claridad, las técnicas más modernas.

En el capítulo dedicado a «La evolución», después de un amplio resumen histórico de la cuestión, se tratan magistralmente las siguientes cuestiones: Definición de las unidades sistemáticas. Factores externos de la evolución. Factores internos. El proceso de la evolución. Las tendencias de la evolución. La extinción de los grupos biológicos y La megaevolución. Resalta en todo el conjunto un criterio bastante ecléctico; sin embargo, parece que el autor se inclina, aunque no lo diga expresamente, del lado de la evolución mecanicista.

Especialísimo interés tiene la parte sistemática, sobre todo en algunos grupos que han sido objeto de estudios especiales por los esposos Termier. Citemos algunos: Tetracoralarios, Braquiópodos, Graptolitos, Conuláridos, Crinoides, Cistideos, Carpoideos, Trilobites, Gasterópodos, Cefalópodos (especialmente los Ammonites paleozoicos), Ostracodermos, etcétera.

Una bien seleccionada aunque sucinta bibliografía completa esta obra, ideal para iniciarse en esta ciencia, y que sería muy de desear se tradujese al español, para de esta forma ponerla al alcance del público.—  
BERMUDO MELÉNDEZ.

RUTTEN, M. G.: *A synopsis of the Orbitoididae*. «Geologie en Mijnbouw», 3.º Jaarg., N.º 2, págs. 34-62, 20 figs., 2 láms. Utrecht, 1941.

Como su nombre indica, esta publicación es un breve tratado sistemático de los *Orbitoides* y de las *Lepidocyclinas*, pues en relación con las *Discocyclinas* el autor de este trabajo demostró en 1936 la presencia de un sistema de canales interseptales, extremadamente finos, en cierto modo análogos a los de los *Nummulites*, y en consecuencia, considera que deben ser considerados como familia independiente, reduciendo los *Orbitoididae* a tres subfamilias: *Orbitoidinae*, *Pseudorbitoidinae* y *Lepidocyclinae*.

La subfamilia *Pseudorbitoidinae* comprende un solo género. *Pseudorbitoides*, que se caracteriza porque las cámaras ecuatoriales son alargadas, a manera de canales que se bifurcan repetidamente.

En la subfamilia *Orbitoidinae*, la protoconcha de las formas megasféricas, está rodeada por una delgada pared, sin trazas de una espiral inicial. Comprende cuatro géneros: *Monolepidorbis*, *Orbitoides*, *Omphalocyclus* y *Torreina*, de los cuales el segundo y los dos últimos derivan filéticamente e independientemente del primero. Todos están limitados al Campaniense superior — Maestrichtiense.

La subfamilia *Lepidocyclinae* es la más compleja, y se caracteriza porque en ella la protoconcha está formada por varias cámaras, a veces rodeadas por una espiral inicial. Comprende 17 géneros y subgéneros.

Los *Lepidorbitoides*, que corresponden al Cretácico superior, forman un filum independiente que evoluciona en el Maestrichtiense, con tres líneas filéticas: *Clypeorbis*, *Lepidorbitoides* y *Orbitocyclina-Cryptastereorbis-Asterorbis*.

Los demás géneros corresponden al Terciario, sobre todo el Eoceno, donde el género *Helicostegina* origina dos líneas filéticas principales: *Eulinderina-Polylepidina* y *Pseudolepidina-Actinosiphon*. En el Eoceno superior son tres los filums que se desarrollan, cuyo origen ha de buscarse más o menos confusamente en los anteriores: *Triplalepidina*; *Helicolepidina*, y el más importante y de mayor longevidad, *Lepidocyclina-Nephrolepidina-Eulepidina-Multilepidina*, que penetra ampliamente en el Oligoceno y llega hasta el Mioceno.—BERMUDO MELÉNDEZ.

DENIZOT, G.: *Petit Atlas des Fossiles*. Cuadernos I-II-III, en 8.º, con 100 págs. de texto y 63 láms. Ed. N. Boubée & Cie. Paris, 1949.

Se trata de un pequeño atlas de bolsillo en tres cuadernillos, donde se representan con dibujos muy claros y demostrativos los principales

fósiles característicos, distribuidos con un criterio biológico dentro de cada cuaderno.

En la parte dedicada al texto, se insertan primeramente una serie de consideraciones generales sobre los fósiles y la fosilización, así como diversos consejos muy útiles respecto a la forma más conveniente de recolectar y preparar los fósiles, siempre sucintamente, pero con gran claridad y precisión.

Hay además una parte dedicada a las cuestiones sistemáticas y descripción sucinta de los principales grupos y especies representadas, que facilitan su reconocimiento.

El cuaderno I comprende los fósiles paleozoicos y triásicos.

El II los del Jurásico y Cretácico.

El III los fósiles terciarios y cuaternarios.—BERMUDO MELÉNDEZ.

CHAVAN, A. & MONTOCCHIO, H.: *Fossiles classiques. Enchaînements et détermination*. Cuadernos I-II, en 4.º, con 213 págs. y 350 figuras. Deyrole, Paris, 1950.

Es una nueva edición de un libro clásico, que siempre resulta de una gran utilidad, tanto al estudiante de Paleontología, como al especialista y al geólogo en general, por lo mucho que facilita una rápida determinación de los fósiles, por lo menos de una manera aproximada.

En la exposición, sigue un orden sistemático, dedicando un determinado espacio a consideraciones de índole general sobre cada grupo, y luego pasa a la descripción minuciosa pero sucinta de las especies más frecuentes y, sobre todo, más representativas de cada grupo. Las 350 especies descritas, corresponden casi a otros tantos géneros, y junto a cada una, se hacen algunas consideraciones sobre otras especies próximas que no se describen con detalle. Todas las especies están convenientemente representadas mediante dibujos claros y demostrativos.

El cuaderno I comprende: *Protozoos*, *Celentéreos* (incluyendo los *Graptolitos*), *Equinodermos*, *Broquiópodos* y *Lamelibranchios*.

El cuaderno II comprende: *Gasterópodos*, *Cefalópodos*, *Artrópodos* y *Vertebrados*.

En conjunto, el libro puede considerarse como un sucinto Manual de Paleozoología.—BERMUDO MELÉNDEZ.

BEURLIN, K.: *Welche Versteinerung ist das?* «Kosmos». Gesellschaft der Naturfreunde Franckh'sche Verlags. Un volumen en 8.º mayor, con 166 págs., con más de 800 figs. Stuttgart, 1951.

Se trata de un manual de gran utilidad para el paleontólogo que conozca el alemán, ya que, aunque está destinado a los principiantes y estudiantes de la especialidad, para facilitarles la clasificación de fósiles,

sin embargo, por lo detallado de las descripciones, y por lo completo de su ilustración y enorme cantidad de géneros descritos, resulta también de inestimable valor para el especialista.

Después de una parte general, en la que se tratan las cuestiones fundamentales de la Paleontología, recolección y preparación de fósiles, hay un capítulo dedicado a la distribución de los terrenos sedimentarios en Europa Central, región para la cual está especialmente diseñado el libro, estando ilustrada esta parte con tres mapas geológicos paleozoico, mesozoico y neozoico.

En otro capítulo, también preliminar, se estudian someramente los principales grupos sistemáticos, especialmente aquellos que no son actuales, como los Graptolitos, Crinoides, Equínidos, Braquiópodos, Cefalópodos y Trilobites, pues el libro está dedicado exclusivamente a los fósiles de Invertebrados.

La parte sistemática está distribuida con criterio estratigráfico, y siempre en forma de claves dicotómicas, que facilitan notablemente la determinación de fósiles. Esta es la nota más característica del notable libro que comentamos, pues conocida es la escasez de tales «claves» para los fósiles, en la literatura paleontológica, y por nuestra parte, lo consideramos un indudable acierto.

Primeramente, en cada Era, hay una clave que sirve para llegar hasta los grupos más importantes, y en cada uno de ellos se indica su distribución estratigráfica precisa. Luego, los fósiles aparecen distribuidos por sistemas: Cámbrico-Silúrico, Devónico, y Carbonífero-Pérmico para el Paleozoico; Triás, Jurásico y Cretácico para el Mesozoico; y el Terciario en bloque.

Dentro de cada sistema, se sigue un orden sistemático riguroso. Ante la imposibilidad de llegar a las especies, en la clasificación dicotómica, ésta sólo llega a los géneros, si no todos, sí por lo menos los más importantes y representativos, pudiendo decirse que a este respecto es una obra completa. Sólo en casos excepcionales llega a las especies: *Spirifer*, *Myophoria*, *Ceratites*, *Neithea*, *Inoceramus*, *Actinocamax*, y algún otro. Las indicaciones y caracteres que sirven para la clasificación, así como las de orden estratigráfico en cada caso, son muy precisas.—BERMUDO MELÉNDEZ.

CUVILLIER, J. et SACAL, V.: *Corrélations stratigraphiques par Microfossiles en Aquitaine Occidentale*. Un volumen, encuadrado en tela, con 23 págs. y 89 láminas en couché. E. J. Brill, Ed. Leiden (Holanda), 1951.

Es la segunda parte de otra obra de la que era autor J. Cuvillier, publicada en 1949, «Foraminifères d'Aquitaine», y es en realidad un atlas de microfotografías (contiene 180 microfotografías en tamaño 9 x 12), en el que se representan secciones delgadas de rocas calizas de muy di-

versa índole del Devónico, Muschelkalk, Infra-lías, Lías, Jurásico medio y superior, Aptiense, Albiense, Vraconiense, Cenomaniense, Turoniense, Senoniense, Campaniense, Maestrichtiense, Daniense, Paleoceno, Ypresiense, Luteciense, Eoceno superior, Oligoceno, Aquitaniense y Burdigaliense.

Los materiales estudiados proceden de los sondeos petrolíferos efectuados en Aquitania, que han llegado por lo general a los 3.000 m. de profundidad, y de esta forma se han podido determinar los diferentes niveles estratigráficos atravesados, gracias al estudio detallado de la microfaua contenida en las rocas.

Del estudio, se deduce la presencia de un Devónico de facies pelágica, con *Pterópodos*; un Triás medio de facies planctónica con *Frondularias* de tipo arcaico; el Lías es de facies detrítica, con rocas brechoides, restos de Moluscos y entroques de Crinoides, etc.; en el Jurásico medio, aparecen calizas de grano muy fino, con restos de algas, como las encontradas por Colom en Mallorca; y en el Jurásico superior, calizas con *Trocholinas*.

El Infracretáceo Aptiense, presenta facies de calizas con *Orbitolinas* y *Chofatellas*, *Coscinoconus*, etc., y en el Albiense, junto a las *Orbitolinas* se encuentran restos de Esponjas silíceas. Entre los pisis Aptiense y Albiense, se intercala una facies lacustre con restos de Caráceas.

El Cretácico superior, presenta por lo general facies con Foraminíferos: *Præalveolinas*, *Miliólidos*, *Dictyoconus*, *Cuneolinas*, *Periloculinas*, *Bicyclinas*, etc., y algunas fases con *Radiolarios*, y otras detríticas.

Desde el Campaniense-Maestrichtiense, aparecen calizas con *Monolpidorbis*, *Siderolites*, etc., y facies pelágicas con *Globotruncanas*.

El Eoceno es igualmente rico en Foraminíferos: Los *Miliólidos*, *Globigerinas*, *Alveolinas*, *Discocyclinas*, *Rotalias*, etc., son muy frecuentes, así como los *Nummulitidos* (*Nummulites*, *Assilina*, *Operculina*) y *Lepidocyclinas*.

En resumen, resulta un atlas de enorme utilidad para los geólogos y paleontólogos españoles, con cuya consulta pueden identificar la mayoría de nuestras rocas ricas en microfauna, dada la similitud de facies existentes en nuestra Península, con las del Golfo de Aquitania.—BERMUDO MELÉNDEZ.

RUTSCH, R. F.: *Die Bedeutung der Fossil-Deformation*. «Bull. Ver. Schw. Petrol. Geol. Ing.», t. XV, núm. 49, págs. 5-18, 5 figs., 1949.

Trata este interesante trabajo de la interpretación de las deformaciones sufridas por los fósiles por causas muy diversas, y especialmente aquellas provocadas por los fenómenos de diastrofismo, que muchas veces son causa de una errónea interpretación y que pueden acarrear errores considerables, incluso de orden estratigráfico.

A continuación pasa el autor revista a las principales causas de tales deformaciones y a sus efectos:

*Acción de la presión en sedimentos no consolidados.*—Produce la fractura o la deformación parcial del fósil en magnitud variable, según la clase de roca y sus características. En las rocas arcillosas, el fósil se comprime según los planos de estratificación, en formas variables según el grosor del grano de la roca y su posición relativa, interviniendo también la porosidad del sedimento y eventualmente las diferencias de solubilidad del fósil.

*Deformación sin fractura.*—Tiene lugar en sedimentos blandos y está en relación con la influencia química simultánea entre la roca y el fósil, en la cual tiene lugar una cierta disolución del mismo que le hace deformable bajo una acción tectónica.

*Deformación tectónica.*—Se trata de una deformación posterior a la diagénesis, en la cual los intervalos entre las partes del fósil se rellenan por nuevas cristalizaciones. Intervienen en esta deformación la estratificación de la roca y la dirección de exfoliación. El mayor alargamiento del fósil se produce en el plano de estratificación, paralelamente a la intersección de éste con el de exfoliación. La torsión tiene un valor mayor cuanto mayor es el ángulo formado por los dos planos. La compresión es máxima en la dirección normal a los planos de exfoliación.

Las consecuencias de tales deformaciones, en sistemática, son de bastante importancia, pues muchas especies basadas en la forma o proporciones del fósil son sencillas deformaciones del mismo.

Según se deduce de las experiencias de Fanck, cuando la deformación está provocada únicamente por la presión de los sedimentos superpuestos, una esfera se transformaría en un elipsoide de revolución achatado, mientras que en el caso de una deformación de origen tectónico se obtendría un elipsoide escaleno.—BERMUDO MELÉNDEZ.

WOLANSKY, DORA: *Spuren von Landwirbeltieren aus der Steinkohlenzeit.* «Werkzeitschrift Gruppe Hamborn Gelsenkirchener Bergwerks»; Düsseldorf, enero 1952.

Se trata del estudio de una serie de huellas y pistas de Vertebrados halladas en los estratos hulleros de las minas «General Blumenthal» y «Presidente».

Ante la imposibilidad de arrancar las huellas propiamente dichas que se encuentran sobre pizarras deleznales, que se deshacen con suma facilidad, se han obtenido unos vaciados en escayola, que se conservan en el Museo de Bochum y de los cuales aparecen fotografiados seis en la publicación que reseñamos.

Son huellas de pisadas en las que se marcan distintamente cinco dedos y trazas de la cola del animal que las produjo, probablemente un anfibio o un reptil, análogo al *Diadectes*, del cual se presenta la fotografía de una reconstrucción.—BERMUDO MELÉNDEZ.

SCHMIDT, H.: *Whitehouse's Ur-Echinodermen aus dem Cambrium Australiens.* «Paläontol. Zeitschr.», t. XXIV, núms. 3-4, pág. 142. Stuttgart, 1951.

Trata este interesante trabajo del estudio de dos Equinodermos del Cámbrico inferior de Australia, que presentan notables analogías con las formas larvianas de Crinoides actuales.

El material fué ya estudiado por Whitehouse en 1941, pero ahora el Prof. Schmidt vuelve a revisarlo, haciendo interesantes consideraciones sobre la posición sistemática de dichos Equinodermos.

De las dos especies estudiadas, una de ellas, *Cymbionites craticula*, fué asemejado por Whitehouse a la larva actual *Pentactula*, y la otra, *Perridionites navicula* a la larva *Dipleurula*.

En la revisión llevada ahora a cabo por el Prof. Schmidt, se justifica su punto de vista, según el cual, se trata de dos formas de Crinoides primitivos, correspondientes a la clase *Eocrinoidea* de Jaekel, cuyos cálices muy gruesos se interpretan como una adaptación a la vida bentónica.—BERMUDO MELÉNDEZ.

SCHMIDT, H.: «*Werneroceras crispiforme*» Kayser, und andere *Goniatiten des Eifeler Mitteldevon.* «Senckenbergiana», t. XXXI, núms. 1-2, pág. 89, 2 láms. Frankfurt a. M., 1950.

El principal interés de esta nota radica en la rareza de los ejemplares de *Goniatites* en el Devónico medio de Eifel, donde, por otra parte, suelen estar muy bien conservados.

La parte principal del trabajo lo constituye el estudio llevado a cabo sobre el *Goniatites crispiformis* Kayser, descrito en 1879 sobre un ejemplar también de Eifel, y que ahora vuelve a describir utilizando un precioso ejemplar que representa fotografiado, rectificando de paso su nomenclatura: *Werneroceras crispiforme* (Kayser).

También estudia otro ejemplar de *Anarcestes convolutus* Sdb., rectificando análogamente su determinación genérica, que corresponde a *Sobolewia convoluta* (Sandb.), género que se considera como antecesor filético de *Anarcestes*.

Estudia además ciertos ejemplares peor conservados de *Sobolewia aff. denckmanni* (Holzapfel), *Agoniatites costatus* (Arch. Vern.), y *Pinacites jugleri* (F. A. Roemer), a más de otros fragmentos de *Goniatites* sin localidad ni nivel estratigráfico exactos.

Estratigráficamente, *Pinacites jugleri* corresponde a la parte alta del tramo inferior del Devónico medio, y los *Sobolewia* corresponden al Devónico medio.—BERMUDO MELÉNDEZ.

LAGNEAU-HÉRENGER, L.: *Sur les gisements à Spongiaires siliceux du Jurassique supérieur français*. «Bull. Soc. Géol. France», 6.ª sér., t. I, Paris, 1951.

Se trata de una puesta al día de los hallazgos de esponjas silíceas en el Jurásico de Francia, añadiendo a los ya estudiados por Moret y por la misma autora de esta nota otros nuevos en Saboya, Ardèche y Deux-Sèvres.

Son los ejemplares ahora descritos representantes de las Hexactinélidas y de los Litistéidos, entre los cuales encuentra una nueva especie, *Porospongia ramosa* (Hexactinélida), y otra también nueva, *Trochobolus perfectus*, describiendo ambas con gran detenimiento y estudiando su trama esquelética, que se presenta transformada en calcedonia.—BERMUDO MELÉNDEZ.

KOBAYASHI, T.: *On the climatic bearing of the Mesozoic Floras in Eastern Asia*. «Japanese Journal of Geol. & Geogr.», vol. XVIII, núm. 4, págs. 157-196, con varios mapas y cuadros. Tokyo, 1942.

El autor se interesa especialmente en la paleografía del Mesozoico del Asia Oriental, y en esta ocasión obtiene determinadas conclusiones climáticas y paleográficas sobre la base del estudio de la flora mesozoica del Japón, Corea y Manchuria.

Según deduce de sus estudios, la costa del mar mesozoico estaba corrida más hacia el Este, y el archipiélago japonés pertenecía al continente. Se puede además marcar una región intermedia, en la cual las oscilaciones marinas fueron frecuentes y repetidas.

La región costera era húmeda y cálida, pero en el interior del continente la atmósfera era mucho más seca. A esto hay que añadir que la temperatura disminuía hacia el polo. El clima en la zona marítima interior fué probablemente intermedio entre oceánico y continental. La presencia de yacimientos de carbón mesozoicos en el interior indica que en estos puntos el clima fué húmedo y suave. Por otra parte, las formaciones salinas y de yesos de la parte meridional indican un clima árido.

Llega, finalmente, a la conclusión de que las características climáticas en el archipiélago japonés fueron más húmedas en el Mesozoico y que la temperatura fué tropical, sin cambios estacionales.

En la región coreo-manchuriana la temperatura se mantuvo casi constante, decreciendo la humedad, hasta que al final del Cretácico llegó a transformarse en una región semi-árida.—BERMUDO MELÉNDEZ.

ROMARIZ, C.: *Contribuição da análise polínica no estudo da vegetação primitiva da Serra da Estrela*. «C. R. XVI Congr. Int. Geogr. Lisboa 1949», págs. 824-830, 2 láms. Lisboa, 1950.

Buscando la causa y el proceso de deforestación de la Sierra de la

Estrella, acometió el autor de este trabajo el análisis polínico de los sedimentos depositados en el fondo de los lagos y en las morrenas glaciares, obteniendo una serie de resultados que expresa mediante gráficos y diagramas.

Llega así a establecer que en la época Wurmense o postwurmense, la población forestal de esta Sierra era mucho más importante que la actual, constituida esencialmente por *Pinus sivestris*, *Taxus*, *Quercus* y *Betula*; a continuación se marca el predominio de *Taxus* y *Betula*, a los cuales se añade, finalmente, el *Alnus*, y, por último, sin duda por causas bióticas, la deforestación ha ido en progresión hasta el momento actual.—BERMUDO MELÉNDEZ.

PINAR, N.: *Sur les Oursins de l'Eocène moyen de Çatalca-Karaköy (Trakya, Turquie)*. «Bull. Soc. Géol. France», 6.ª sér., t. I, págs. 35-54, 2 láms. Paris, 1951.

Se trata del estudio detallado de un lote de Equínidos fósiles enviados al Prof. N. Pinar desde Turquía, que corresponden a tres niveles sucesivos dentro del Eoceno, con un total de 14 especies distintas, de las cuales, nueve son características del Eoceno medio y las restantes del superior.

Entre los Equínidos regulares estudia el *Porosoma cribrum* (Agas.), y describe una especie nueva, *Triplacidia trakyaensis*, de contorno netamente pentagonal.

Las 13 especies de Equínidos irregulares se reparten de la siguiente forma:

HOLECTYPOIDA: *Galeraster terkosensis* nov. sp., de cara oral aplastada y peristoma pentagonal.

CASSIDULOIDA: Estudia seis especies de *Echinolampas* y una de *Echinanthus*.

CLYPEASTROIDA: Representados únicamente por el *Clypeaster profundus*.

SPANTAGOIDA: Describe ejemplares de *Parabrisus pseudoprenaster* Bitt. y *Schizaster rimbsus* Desor, y una especie nueva, *Euspatangus rogeri*, de gran tamaño, forma ovalada con la cara dorsal aplanada y la inferior algo abultada en la región del plastron.—BERMUDO MELÉNDEZ.

FARAUD, M.: *La famille «Tissotiidae» dans le Turonien inférieur du Gard*. «Bull. Soc. Géol. France», 6.ª sér., t. I, págs. 147-158, 1 lám. Paris, 1951.

Se describen en este trabajo una serie de Ammonites del Turonense de Gard (Francia), que en su conjunto presentan notables afinidades con las faunas análogas conocidas en todo el mundo.

Después de citar las numerosas especies fósiles que caracterizan el Turoniense (más de 40), pasa el autor a describir con detalle las formas correspondientes a los Tissótidos, entre las cuales describe dos nuevas.

*Pseudotissotia gagnieri* nov. sp., caracterizadas por las proporciones y forma de la sección de la espira y por su línea de sutura muy sencilla.

Describe además cuatro especies del género *Leoniceras*: *L. barjonai* Choffat, *L. pavillieri* Perv., *L. quaasi* Péron y una especie nueva, *Leoniceras luciaeformis*, que caracteriza por su concha lenticular con el borde aquillado, flancos convexo-cóncavos y falta de ornamentación, con ombligo muy estrecho.—BERMUDO MELÉNDEZ.

VOÛTE, C.: *Sur la valeur stratigraphique de quelques Inocérames algériens*. «Bull. Soc. Géol. France», 6.ª sér., t. I, págs. 23-32, 1 lám. Paris, 1951.

A pesar de la sistemática realmente «caótica» de los *Inoceramus*, de los que se han descrito alrededor de unas 700 especies; a pesar de su gran variabilidad intraespecífica y a pesar del mal estado de conservación de los ejemplares, que por lo general sólo se conservan como moldes internos, los *Inoceramus* siguen teniendo un notable valor estratigráfico para el Cretácico superior, sobre todo en regiones como en Argelia, donde en muchos yacimientos son éstos los únicos fósiles que se encuentran.

El autor describe ejemplares de *Inoceramus regularis* d'Orb. var. *radiosa* Quaas, correspondientes al Campaniense-Maestrichtiense, e incidentalmente al Daniense; *Inoceramus labiatus* v. Schloth., del Turoniense inferior, e *Inoceramus cycloides* Wegner (*In. siccensis* Perv.), del Santoniense medio, dando para cada una de estas especies numerosas sinonimias entresacadas de la literatura paleontológica referente al N. de Africa, y más especialmente a Argelia.—BERMUDO MELÉNDEZ.

VOÛTE, C.: «*Inoceramus algeriensis*» Heinz, *une espèce mal connue d'Algérie; avec quelques nouvelles observations sur le mode de vie des Inocérames*. «Bull. Soc. Géol. France», 6.ª sér., t. I, págs. 205-211, 1 lám. Paris, 1951.

El autor se basa en el estudio de nuevos ejemplares recogidos en la localidad típica de *Inoceramus algeriensis* Heinz, que le han permitido dar una nueva descripción de la especie, cuya diagnosis original era insuficiente. El número de ejemplares disponibles ha sido de 18, que le han permitido reconocer hasta 39 valvas más o menos completas, habiendo podido constatar que la especie es ligeramente inequivalva y que aproximadamente la mitad de los individuos presentan un surco oblicuo, que es característico del género *Endocosta*.

Parte de los ejemplares estudiados de otra especie, *Inoceramus ernsti*

Heinz, y de la misma estudiada en detalle, presentan adheridos sobre la concha restos de *Ostreas*. Sin embargo, tal asociación parece observarse tan sólo en los *Inoceramus* del grupo del *In. lamarcki* Park., los cuales presentan las charnelas más fuertes y las conchas más robustas, siendo presumible por todo ello que tales *Inoceramus* llevasen una vida bentónica en aguas poco profundas y agitadas, cual es el habitat normal de las *Ostreas*. El caso del ejemplar de *In. algeriensis* que no pertenece a este grupo, parece ser puramente casual.—BERMUDO MELÉNDEZ.

SCHMIDT, H.: *Nautiliden aus deutschen Unterkarbon*. «Palaeontol. Zeitschr.», t. XXIV, núms. 1-2, págs. 23-57, 10 figs. en el texto y 4 láminas en couché. Stuttgart, 1951.

Se trata de un meritorio trabajo del Prof. Hermann Schmidt, de la Universidad de Gotinga, en el que lleva a cabo la revisión de los Nautilídeos del Carbonífero inferior alemán, tomando como base la clasificación de Hyatt, que considera siete subfamilias: *Trigonoceratidae*, *Triboloceratidae*, *Rineceratidae*, *Tainoceratidae*, *Koninckioceratidae*, *Solenochilidae* y *Ephippioceratidae*.

Presenta el autor un cuadro de distribución estratigráfica, con los posibles enlaces filéticos entre los diferentes géneros de cada una de estas subfamilias, en el que indica esquemáticamente la forma y características de sus componentes, y hay además apartados dedicados a la exposición de los métodos de trabajo, consistentes en la obtención de cortes transversales y estudio de las suturas y líneas de crecimiento de las conchas, y otro dedicado a la ecología e historia geológica de los Nautiloideos en el Carbonífero inferior.

En la parte sistemática realiza el autor una revisión muy detallada del numeroso material reunido, cuyos ejemplares están, por lo general, en un magnífico estado de conservación y permiten un estudio minucioso. Modifica muchas de las denominaciones de Hyatt y describe ocho especies y tres subespecies nuevas.

Entre los TRIGONOCERÁTIDOS, del género *Stroboceras*, describe una especie nueva y tres subespecies de *Str. sulcatum*, también nuevas; y del género *Coelonutilus* describe cinco especies, dos de ellas nuevas.

De los TRIBOLO CERÁTIDOS están representados: el género *Triboloceras* con dos especies (una nueva), *Vestinautilus* con dos especies y *Liroceras* con tres especies (de ellas dos nuevas).

Los RINECERÁTIDOS están representados por los géneros: *Thrincoeras*, *Maccoceras*, *Subclymenia* y *Phacoceras*, con una especie los tres primeros y dos el último (una de éstas nueva).

La subfamilia TAINOCERÁTIDOS está representada por los géneros *Temnocheilus* y *Parametaceras*, cada uno con una especie (la del segundo nueva).

Los KONINCKIOCERÁTIDOS sólo están representados por el género *Domatoceras* con dos especies (una nueva).

Los SOLENOCHILIDOS lo están por el género *Endolobus* y el *Solenochilus*, cada uno con una especie.

De los EPHIPPIOCERÁTIDOS sólo existe el género *Ephippioceras* con una especie.—BERMUDO MELÉNDEZ.

SCHUH, F.: *Das Warmblüterproblem in der Palaeontologie*. «Palaeont. Zeitschr.», t. XXIV, núms. 3-4. Stuttgart, 1951.

Son ya varios los hallazgos de restos fósiles de reptiles mesozoicos en los que se ha podido comprobar la existencia de pelo o de otros dispositivos conducentes a evitar la pérdida de calor. Tales hallazgos fueron realizados especialmente por Broili, en Pterosaurios y Teromorfos.

Parece probable que los Tecodontos triásicos y los Dinosaurios tuviesen también sangre caliente, y como, en cambio, no es probable que este proceso de adaptación a la vida homoterma se haya realizado más que una sola vez, se llega a la conclusión de que posiblemente en los Cotilosaurios antracolítics debió realizarse una adaptación inicial en este sentido, de donde derivarían: por una parte, los Teromorfos (primera radiación), y por otra, los Tecodontos y de ellos los Arcosaurios (segunda radiación). Los mamíferos y las aves son los restos actuales de cada una de ambas radiaciones, con adaptaciones muy especiales y ya muy perfeccionadas a la homotermia.

Una adaptación paralela a la homotermia es el perfeccionamiento del sistema circulatorio y respiratorio, y consecuentemente la mayor complicación del corazón, que en mamíferos y aves tiene cuatro cavidades.

Los vertebrados homotermos se apoyan exclusivamente sobre las patas, levantando en alto el cuerpo y separándole del contacto con la tierra para evitar pérdidas de calor. Este es precisamente el caso de los Dinosaurios y de los Teromorfos. Esta manera de caminar precisa además un mayor consumo de energía, que es más fácil de conseguir en los animales de sangre caliente.

El caso de los cocodrilos, aparentemente anómalo, ya que derivan de los Tecodontos (probablemente homotermos), puede explicarse como un caso de regresión evolutiva después de un primer paso hacia la homotermia. Probablemente, la homotermia de los Tecodontos no sería tan perfecta como en los vertebrados actuales de sangre caliente, y ello hizo posible ese retroceso. La vida de los Cocodrilos, en un medio acuático tropical de temperatura uniforme, hace el proceso aún más verosímil, y posiblemente la estructura del corazón de los actuales con cuatro cavidades sea un resto de la primera adaptación homoterma, ya desaparecida.

El trabajo está ilustrado por un interesante esquema filético, en el cual se distribuyen los reptiles mesozoicos en filums, separando los homotermos de los poiquilotermos.—BERMUDO MELÉNDEZ.

CHAPELL, WALTER M., WYATT DORHAM, y SAVAGE, DONALD E.: *Molde de un rinoceronte en los basaltos del Lower Grand Coulee, Washington*. «Bol. de la Soc. de Geol. de EE. UU. de América», 62, 907-918, agosto 1951.

Estudian los autores el caso del molde de un rinoceronte del género «*Diceratherium*» del oligoceno superior o mioceno inferior, hallado en los depósitos de la base de la corrida de basaltos del río Columbia cerca del Lago Azul en Washington.

La lava encontró en su avance una laguna poco profunda en la cual se hallaba el cadáver de un rinoceronte, bien sobre la orilla o flotando en el agua. El agua produjo la formación de los depósitos en la base de la corriente. Los depósitos, con suficiente plasticidad, se amoldaron alrededor del cuerpo del animal y se enfriaron rápidamente por el agua, adquiriendo la rigidez necesaria para conservar el molde así formado.—L. DE AZCONA.

#### PROSPECCION

GIMÉNEZ, C. et LABEYRIE, J.: *Fabrication et propriétés des compteurs de géiger remplis à la vapeur de brome et destinés à la prospection  $\beta$  et  $\gamma$* . «Rapport C. E. A.», núm. 131, 1952.

Se describe la construcción y algunas de las propiedades de un tipo de contador de rayos beta y gamma lleno de una mezcla de neón, argón y bromo. Los contadores de este tipo son estables y robustos, funcionan con tensión baja (350 v.) y son poco sensibles a las variaciones de temperatura entre  $-70^{\circ}$  y  $+125^{\circ}$  C.—L. DE AZCONA.

#### TECTONICA

RICH, JOHN LYON: *Origen de las montañas de compresión y sus fenómenos*. «Bull. Geolog. Soc. of Amer.», 62, 1179-1222, actubre 1951.

Las montañas de compresión del tipo de los montes Apalaches revelan un modelo de génesis común.

Comienza el ciclo con el plegado anticlinal de una zona relativamente grande que, si está sobre el nivel del mar, aparece acompañada por un pliegue sinclinal alrededor de sus márgenes—un geosinclinal—que sirve como cuenta de captación para los sedimentos. En el transcurso del tiempo el movimiento cortical fuera del anticlinal produce fallas y acumulaciones de peñascos en sus márgenes, pasando por encima o plegando cualquier roca sedimentaria a lo largo del geosinclinal más cercano al anticlinal. Después de detenciones del proceso, que quizá han durado todo



un período geológico, la falla se repite una o más veces con la misma duración. Indicios vehementes manifiestan la presencia del magma debajo de la zona anticlinal. Esta sucesión de acontecimientos con un orden perfectamente definido requiere que los sistemas montañosos de tipo compresivo tengan una causa común.

Según los autores, el caldeamiento nuclear dilata la corteza y la subcorteza y funde parte de la corteza dentro de una región limitada, produciendo un levantamiento regional de domos sobre una base de material derretido que no tiene resistencia permanente. La erosión de la región levantada produce transferencias isostáticas que inician un sinclinal adyacente, cuyo hundimiento se acentúa conforme se va rellenando con sedimentos. La corteza desciende lentamente por las pendientes del domo, produciendo con el tiempo fallas acostadas hacia el sinclinal y plegamientos en sus rocas sedimentarias.

Estos movimientos se repiten hasta que, por último, al deslizarse la corteza fuera del domo se producen tensiones y fallas en forma de bloques en su parte central, así como abundantes emisiones de lavas y escape de calor. Después de esta contracción orogénica definitiva, cesa el movimiento paulatino lateral de la corteza y la zona anticlinal se asienta a medida que el magma de debajo se enfría y consolida.—L. DE AZCONA.

CARRINGTON DA COSTA, J.: *Acerca da tectónica da Bacia Carbonífera de S. Pedro da Cova*. «Bol. Soc. Geol. de Portugal», vol. IX, págs. 169-174. Porto, 1931.

Son varios los afloramientos carboníferos en la región de S. Pedro de Cova, los cuales pertenecen unas veces al Westfaliense D y otras al Estefaniense, sin que exista conexión estratigráfica entre ambos, sino que aparecen separados por terrenos más antiguos, ante-silúricos, silúricos y devónicos (gedinienses).

La discordancia entre el Hullero y los terrenos mencionados anteriores es manifiesta, de donde se deduce la existencia de una importante fase orogénica entre el Gediense y el Estefaniense, posiblemente la fase Astúrica.

En Portugal pueden considerarse dos bloques paleozoicos, separados por una amplia falla en dirección NO.-SE., que se extiende entre Evora y Beja. En el septentrional, el Devónico inferior (Gediniense-Coblencienense) aparece superpuesto y concordante sobre el Silúrico; mientras que en el bloque meridional se encuentran formaciones del Devónico superior hasta el Moscoviense. De aquí se deduce que el bloque septentrional emergió como consecuencia de la fase tectónica *cherusco-acádica*, que corresponde al final de la orogenia caledoniana.

Probablemente fueron estos movimientos orogénicos los que empeza-

ron a preparar las condiciones apropiadas para la acumulación de sedimentos hulleros.

En gran parte se debe a la fase *Astúrica* la emersión del bloque paleozoico meridional, por lo cual se denomina «hercínico», y los depósitos estefanienses se realizaron sobre una base heterogénea: hacia el E., silúrico-devónica y al O., formaciones azoicas ante-silúricas.

Todo el conjunto antracólítico fué más tarde plegado y fracturado por los movimientos hercínicos siguientes, encontrándose además el conjunto estratigráfico atravesado por inyecciones graníticas. Parece que fué la fase Saálca la responsable de tales plegamientos, pues aunque en Portugal el Estefaniense y el Autuniense aparecen independientes, en cambio, en España parece haber habido continuidad de sedimentación entre ambos.

Todo el conjunto hercínico aparece actualmente arrasado, y si aún presenta algún relieve es debido a la erosión diferencial entre las rocas que lo forman o al rejuvenecimiento debido a movimientos epirogénicos.—BERMUDO MELÉNDEZ.

Dos cortes geológicos a través del Sistema  
Cantábrico

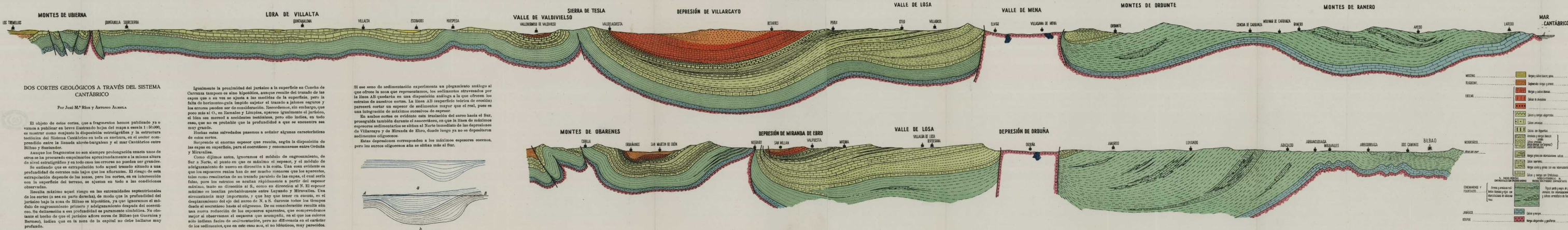
POR

J. M. RIOS y A. ALMELA

# DOS CORTES GEOLÓGICOS A TRAVÉS DEL SISTEMA CANTÁBRICO

Por JOSÉ MARÍA RÍOS y ANTONIO ALMELA

MADRID, 1952



## DOS CORTES GEOLÓGICOS A TRAVÉS DEL SISTEMA CANTÁBRICO

Por José M.<sup>a</sup> RÍOS y ANTONIO ALMELA

El objeto de estos cortes, que a fragmentos hemos publicado ya o vamos a publicar en breve ilustrando hojas del mapa a escala 1:50.000, es mostrar como conjunto la disposición estratigráfica y la estructura tectónica del Sistema Cantábrico en toda su anchura, en el sector comprendido entre la llanada alavés-burgalesa y el mar Cantábrico entre Bilbao y Santander.

Aunque los fragmentos no son siempre prolongación exacta unos de otros se ha procurado empalmarlos aproximadamente a la misma altura de nivel estratigráfico y en todo caso los errores no pueden ser grandes. Se entiende que es extrapolación todo aquel trazado situado a una profundidad de estratos más bajos que los aflorantes. El riesgo de esta extrapolación depende de las zonas, pero los cortes, en su intersección con la superficie del terreno, se ajustan en todo a las condiciones observadas.

Resulta máximo aquel riesgo en las extremidades septentrionales de los cortes (o sea su parte derecha), de modo que la profundidad del jurásico bajo la zona de Bilbao es hipotética, ya que ignoramos el módulo de engrosamiento primero y adelgazamiento después del eoceno. Su delimitación a esa profundidad es puramente simbólica. No obstante el hecho de que el jurásico aflora cerca de Bilbao (en Guernica y Bermeo), indica que en la zona de la capital no debe hallarse muy profundo.

Igualmente la proximidad del jurásico a la superficie en Concha de Carranza tampoco es sino hipotética, aunque resulte del trazado de las capas que a su vez se ajusta a las medidas de la superficie, pero la falta de horizontes-guía impide sujetar el trazado a jalones seguros y los errores pueden ser de consideración. Recordemos, sin embargo, que poco más al O., en Ibañeta y Limplas, aparece igualmente el jurásico, si bien sea merced a accidentes tectónicos, pero ello indica, en todo caso, que no es probable que la profundidad a que se encuentra sea muy grande.

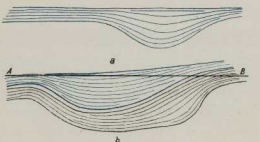
Hechas estas salvedades pasemos a señalar algunas características de estos cortes.

Sorprende el enorme espesor que resulta, según la disposición de las capas en superficie, para el eoceno y cenozoico entre Orduña y Miravalles. Como dijimos antes, ignoramos el módulo de engrosamiento, de Sur a Norte, el punto en que es máximo el espesor, y el módulo de adelgazamiento de nuevo en dirección a la costa. Una cosa evidente es que los espesores reales han de ser mucho menores que los aparentes, tales como resultarían de un trazado paralelo de las capas, el cual sería falso, pues los estratos se acunán rápidamente a partir del espesor máximo, tanto en dirección al S., como en dirección al N. El espesor máximo se localiza probablemente entre Luyando y Miravalles. Una circunstancia muy importante, y que hay que tener en cuenta, es el desplazamiento del eje del sureste de N. a S. durante todos los tiempos desde el eoceno hasta el oligoceno. De su consideración resulta aún una nueva reducción de los espesores aparentes, que comprendemos mejor si observamos el esquema que acompaña, en el que los colores sólo indican facies de sedimentación, pero no diferencia en el carácter de los sedimentos, que en este caso son, si no idénticos, muy parecidos.

Si ese seno de sedimentación experimenta un plegamiento análogo al que ofrece la zona que representamos, los sedimentos atravesados por la línea AB quedarán en una disposición análoga a la que ofrecen los estratos de nuestros cortes. La línea AB (superficie teórica de erosión) parecerá cortar un espesor de sedimentos mayor que el real, pues es una integración de máximos sucesivos de espesor.

En ambos cortes es evidente esta traslación del sureste hacia el Sur, prosiguiendo también durante el neoceno, en que la línea de máximos espesores sedimentarios se sitúan al Norte inmediato de las depresiones de Villarcayo y de Miranda de Ebro, donde luego ya no se depositaron sedimentos oligocenos.

Estas depresiones corresponden a los máximos espesores cenozoicos, pero los surestes oligocenos aún se sitúan más al Sur.





## INDICE

	PÁGS.
Nota sobre los criaderos de hierro del Sahara español, por J. GAVALA .....	3
El Centenario del Instituto Geológico de Austria, por JOAQUÍN GÓMEZ DE LLARENA .....	63
Estudio de los minerales accesorios de las rocas alteradas, por ISIDRO PARGA-PONDAL y JOSEFINA PÉREZ-MATEOS .....	119
Una nueva localidad con mamíferos fósiles del Burdigaliense continental del Panadés, por M. CRUSAFONT PAIRÓ y F. VI- LLALTA COMELLA .....	151
Un nuevo método de reproducciones plásticas con fines paleon- tológicos, por JOAQUÍN MUÑOZ AMOR .....	159
La teoría del geosinclinal, por ADOLPH KNOPF .....	169
Noticias .....	215
Notas informativas .....	221
Notas bibliográficas:	
Cosmoquímica .....	231
Criaderos .....	232
Geofísica .....	232
Geología .....	233
Geoquímica .....	243
Mineralogía .....	245
Nucleónica .....	250
Paleontología .....	257
Prospección .....	275
Tectónica .....	275
Dos cortes geológicos a través del Sistema Cantábrico, por J. M. RÍOS y A. ALMELA .....	279